

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

К. И. ХЕЙСКАНЕН, А. И. ГОЛУБЕВ, Л. Ф. БОНДАРЬ

**ОРОГЕННЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
КАРЕЛИИ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Труды

Выпуск 36

К. И. ХЕЙСКАНЕН, А. И. ГОЛУБЕВ,
Л. Ф. БОНДАРЬ

ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАРЕЛИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
ЛЕНИНГРАД . 1977

УДК 551.72 : 551.240 : 551.21. (470.22)

Орогенный вулканизм Карелии. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Л., „Наука“, 1977. 216 с.

Орогенный вулканизм Карелии, один из важнейших геологических процессов орогенного этапа развития Карельской геосинклинальной области нижнего протерозоя, рассматривается во взаимосвязи с проявлениями тектоники, интрузивного магматизма и седиментации путем анализа закономерностей формирования двух вулканогенно-осадочных комплексов: более древнего сумийского – преимущественно дацит-липаритового состава и более молодого сариолийского – андезит-базальтового состава. С первым связаны терригенные флишево-флишеидные образования, со вторым – формация вулканогенной молассы. Вулканогенно-осадочные комплексы формировались соответственно в стадии ранней эпигеосинклинальной и поздней доплатформенной активизации. Лит. – 147 назв., ил. – 71, табл. – 9.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук В.А. СОКОЛОВ

Ким Иванович Хейсканен, Анатолий Иванович Голубев,
Леонид Федорович Бондарь

ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАРЕЛИИ

Утверждено к печати

Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т.Н. Токарева

Технический редактор Л.М. Семенова

Корректор Э.В. Коваленко

Подписано к печати 15/IX 1977 г. Формат бумаги 60х90 1/16. Бумага № 1.
Печ. л. 13 1/2 + 5 вкл. (2 1/2 печ. л.). = 16 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16,64.
Изд. № 6492. Тип. зак № 337. М-44003. Тираж 550. Цена 1 р. 60 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“

199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“

199034, Ленинград, 9 линия, д.12

X $\frac{20801 - 634}{055(02) - 77}$ 314 - 77

© Издательство „Наука“, 1977 г.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Докембрийская история формирования земной коры, составляющая наиболее продолжительную и пока довольно таинственную часть общей ее истории, в последние годы изучается все более интенсивно.

Растущий интерес к геологии докембрия объясняется не только тем, что с докембрийскими образованиями связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых, но и тем, что познание древнейших геологических процессов может дать основу для понимания фанерозойской истории развития земной коры. Именно в докембрии определились и начали функционировать практически все процессы, приведшие к современному облику Земли. Опираясь в целом на тезис о сходстве в сущности геологических явлений, имевших место в фанерозойский и более ранние периоды (Сидоренко 1963), нельзя отрицать также наличие необратимых изменений, уловить которые возможно лишь при изучении докембрийских объектов.

Одной из наиболее изученных областей распространения докембрийских образований является Балтийский щит — классическая в указанном смысле докембрийская провинция мира, а в ее пределах — восточная часть, соответствующая территории Карелии. Степень изученности докембрия Карелии, естественно, более высокая для молодых комплексов, обеспечивает здесь решение не только структурно-геологических и стратиграфических вопросов, но позволяет перейти к реконструкциям геологического прошлого рассматриваемой территории. Как и для более молодых областей, в докембрийской истории Карелии выделяются (Этапы..., 1973) геосинклинальный, орогенный и платформенный этапы развития. Платформенный этап довольно подробно рассматривался ранее (Соколов и др., 1970), характеристика орогенного этапа развития дается в настоящей работе. Главным действующим процессом орогенного этапа наряду с тектоническими движениями является вулканизм, поэтому анализ геологических проявлений этого этапа по существу заключается в изучении закономерностей проявления и развития вулканизма и его взаимодействия с седиментацией при формировании вулканогенно-осадочных толщ в обстановке изменяющегося тектони-

ческого режима. Рассмотрение этих вопросов и является задачей предлагаемой работы. После обсуждения общих вопросов геологии, стратиграфии и тектоники, изложения дополнительных сведений и постановки вопросов (гл. I) следует описание строения разрезов соответствующих отложений (гл. II), продуктов вулканизма и синхронной седиментации (гл. III), что дает возможность получить сведения об истории развития региона (гл. IV). Введение и гл. I написаны К. И. Хейсканеном, остальной текст — совместно всеми авторами.

Авторы пользуются возможностью выразить свою признательность Л. П. Галдобиной и А. П. Светову, любезно предоставившим некоторые геологические материалы и давшим ряд ценных советов по работе, Л. П. Свириденко и А. В. Синицину за полезные замечания по рукописи и особенно В. А. Соколову, принявшему на себя труд по редактированию.

ВВЕДЕНИЕ

Среди разнообразных пород, геологически связываемых с орогенными образованиями, по литологическим особенностям выделяются грубообломочные метаморфизованные отложения, давно привлекавшие внимание геологов. Сопутствующие толщи зеленокаменных пород, трудно поддающиеся выделению и расчленению, первоначально играли второстепенную роль при корреляции разрезов и стратиграфических построениях по сравнению с конгломератовыми, в широком смысле, образованиями.

Одна из первых стратиграфических схем Карелии, предложенная А.А. Иностранцевым (1877), опиралась на конгломераты как на определенный формационный тип базальных отложений трансгрессивной серии. Конгломераты и залегающие выше образования, которые А.А. Иностранцев относил к палеозою, по его мнению, несогласно перекрывают филлиты, зеленые сланцы и амфиболиты гурона.

После работ И. Седерхольма (Sederholm, 1897) и В. Рамсея (Ramsay, 1902) утвердилось представление о протерозойском возрасте многих, в том числе и конгломератовых образований и в геологической практике появились широко распространенные и поныне термины „калевий“ и „ятулий“.

В качестве самостоятельной стратиграфической единицы — сариолия, вместе с ятулием, составляющим карельскую формацию протерозоя, конгломератовые отложения в районе деревень Чебино, Койкары и Святнаволок впервые были выделены П. Эскола (Eskola, 1919, 1925), который предполагал их ледниковое происхождение.

Первые сведения об участии вулканизма в формировании конгломератовых отложений в Шуэзерском районе приведены Н.Г. Судовиковым (1934), который отмечал в их составе наличие агломератов. Вероятно, это первое применение термина „агломерат“ к породам рассматриваемого комплекса. На присутствие вулканических продуктов в сариолийских полимиктовых конгломератах в 1935 г. указывал также Ю.С. Желубовский, обнаруживший в них вулканические бомбы и участки с лавовым цементом. В разное время связь конгломератов с эффузивами основного состава предполагали В.М. Тимофеев (1935),

Л. Я. Харитонов (1938, 1941), М. А. Гилярова (1948, 1949). В райсне д. Койкары П. Эскола (Eskola, 1948) в состав сариолийских конгломератов помимо полимиктовых включал развитые по соседству зеленокаменные породы. Следует отметить, что М. А. Гилярова сариолийские конгломераты относит к базальным образованиям карелия (ятулия) вместе с подлинно ятулийскими кварцевыми конгломератами и корами выветривания (Гилярова, 1948, 1949, 1955, 1962, и др.).

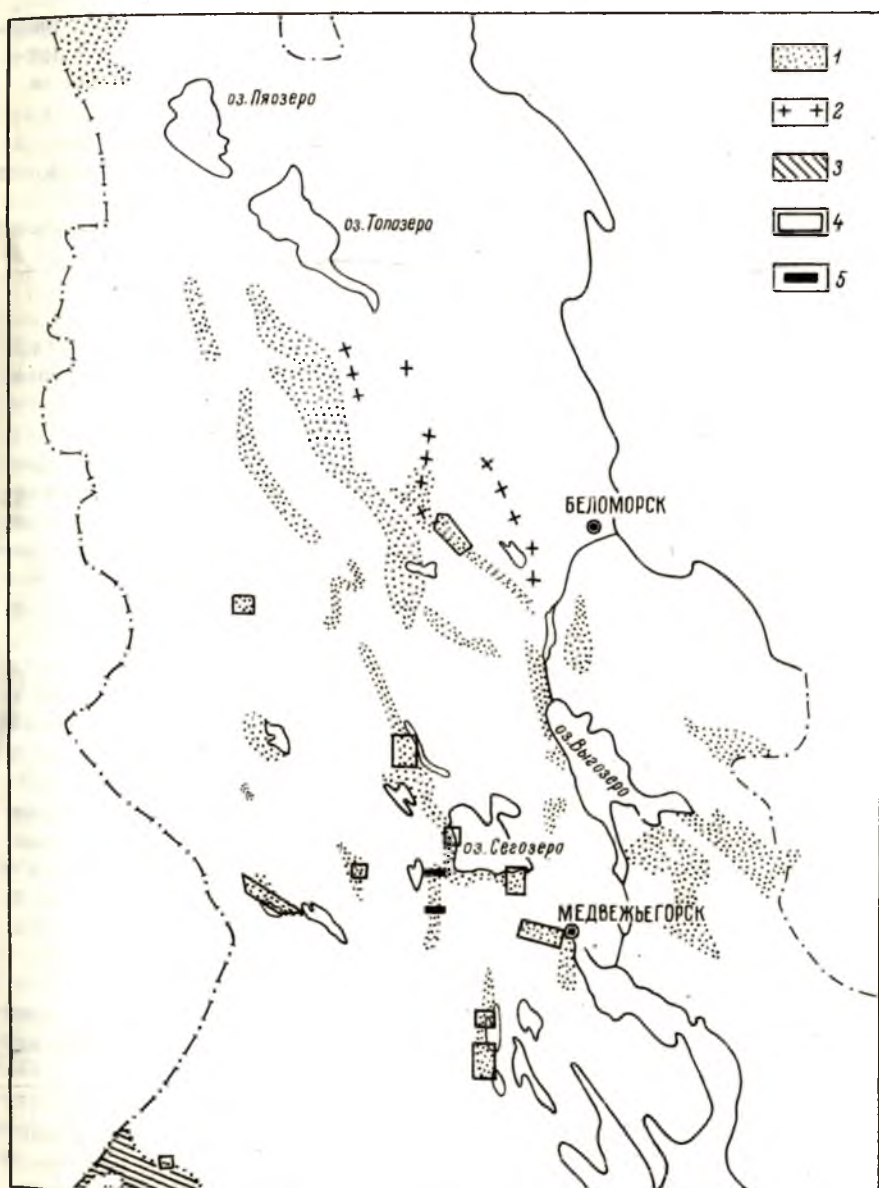
К 50-м годам усилиями большого коллектива исследователей были заложены основы региональной стратиграфии (Кратц, 1955, 1958; Перевозчикова, 1957) и выявлены главные моменты истории развития докембрия Карелии (Кратц, 1955, 1963). В соответствии с этими представлениями конгломератовые отложения, несогласно перекрывающие все более древние образования, выделены в составе сариолийского отдела. Сариолийские конгломераты вместе с согласно залегающими выше кварцевыми конгломератами и кварцитами ятулия залегают в основании разреза среднепротерозойских образований. Генетически они соответствуют (Кратц, 1955) молассовой формации, образующейся в главную фазу складчатости нижнепротерозойских геосинклинальных отложений. Среди полимиктовых конгломератов во многих пунктах отмечены вулканические брекчии, интерпретируемые как продукты регионального орогенного вулканизма.

Некоторые эффузивы основного состава в ряде районов Карелии выделены в составе сумия. Предполагалось их несогласное залегание на более древних породах. Впервые эта самостоятельная толща эффузивных метадиабазов выделена К. О. Кратцем в Летнеозерской структуре под названием шуэзерской вулканогенной свиты. Более распространенное название „тунгудско-надвоицкая“ дано этой свите В. А. Перевозчиковой (1957).

Таким образом, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования орогенного происхождения на данном этапе исследований получили определенную стратиграфическую привязку. Эффузивы основного (и некоторые кислые, как будет видно из дальнейшего изложения) состава отнесены к сумию — завершаю-

Рис. 1. Схема распространения сумийских и сариолийских вулканогенно-осадочных образований (по Перевозчиковой, Кратцу, 1959).

1 — современные контуры распространения сариолийских и сумийских вулканогенно-осадочных образований основного состава; 2 — сумийские вулканы кислого состава; 3 — сумийские флишоподобные образования (ладожская серия); 4 — участки детальных работ с геологическим картированием; 5 — профили детальных разрезов.



шему отделу нижнего протерозоя; конгломератовые отложения, включая установленную пирокластику и гипотетические лавовые образования, — к сариолию, начинающему среднепротерозойскую последовательность.

Позднейшие детальные литологические исследования привели к необходимости пересмотра отдельных положений. В частности, И. Н. Лобанов (1963) впервые высказал предположение о необходимости объединять по крайней мере часть тунгудско-надвоицких эффузивов с сариолийскими конгломератами. Кроме того, он сделал важный вывод о том, что сариолийские эффузивно-осадочные образования являются отложениями предгорий или подножий, т. е. фации веерно-обломочной зоны, фангломератами. В целом эти образования им относятся к формации межгорных моласс.

О необходимости пересмотра нижней границы сариолия позднее писали А. В. Сеницын (1969), В. З. Негруца (1971) и Т. Ф. Негруца (1974). Последний настаивает на сохранении названия „сариолий“ для новой стратиграфической единицы.

В Институте геологии Карельского филиала АН СССР литологический анализ конгломератовых пород практически начался в 1961 г. в основном в связи с литологическим изучением среднепротерозойских образований в различных районах Карелии. Одновременно рассматривались и сариолийские конгломератовые образования, поскольку по принятой в институте схеме стратиграфии (Кратц, 1958) они являлись неотъемлемой частью среднепротерозойского отдела.

Уже первые полевые материалы показали, что в составе конгломератовых толщ местами в значительных количествах присутствуют пирокластические образования. Поиски синхронных эффузивов позднее (1967–1968 гг.) привели геологов к убеждению о генетической связи эффузивов тунгудско-надвоицкой серии и сариолийских конгломератовых образований, представляющих собой единый вулканогенно-осадочный комплекс (Соколов и др., 1971). Вопросы геологии и генезиса этого комплекса были изложены в коллективной работе „Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии“ (1972).

Вновь выделенный в докембрии Карелии вулканогенно-осадочный комплекс получил условное название „сумийско-сариолийский“ (рис. 1). Позднее было показано, что породы комплекса соответствуют понятию вулканогенной молассы, формирующейся в стадию доплатформенной активизации (Мазарович, 1972), завершающей орогенный этап развития Карельской геосинклинали. В стратиграфическом плане данный комплекс может рассматриваться как отдел региональной стратиграфической шкалы, за которым, по-видимому, целесообразно сохранить название „сариолийский“ в соответствии с рекомендациями В. З. Негруцы (1971) и Т. Ф. Негруцы (1974). Во всяком случае из соображений удобства изложения в дальнейшем будем применять название

„сариолийский“ всюду, где речь пойдет о вулканогенно-осадочном комплексе, первоначально названном „сумийско-сариолийским“ (Соколов и др., 1971). В данном случае старый термин „сариолий“ приобретает новое значение, которое предполагалось уже давно (Тимофеев, 1935; Харитонов, 1938, 1941; Гилярова, 1948, 1949; Eskola, 1948; Кратц, 1955).

При детальном изучении толщ сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса особое внимание уделялось выяснению его взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями. Было показано, в частности, что более молодые ятулийские толщи залегают на породах комплекса резко несогласно (Галдобина и др., 1971). В ряде районов Карелии (д. Койкары, озер Музозеро, Большозеро и др.) было установлено несогласное налегание пород комплекса на гимольско-парандовские толщи (лопий). В 1975 г. на западном побережье оз. Косозеро Л. Ф. Бондарь и К. И. Хейсканен обнаружили резко несогласное налегание (рис. 10) обломочных отложений сариолийского комплекса на пачку слоистых пирокластов в толще эффузивных кварцевых порфиров, широко развитых в обрамлении Летнеозерского синклинория и включавшихся ранее в состав тунгудско-надвоицкой серии. При последующем изучении этой толщи в восточном крыле упомянутой структуры сделан вывод о несогласном ее залегании на окружающих зеленокаменных образованиях.

Приведенные факты указывают на то, что по крайней мере в северо-восточной Карелии сумий региональной стратиграфической шкалы, по-видимому, представлен упомянутой толщей кислых вулканитов и связанных с ними вулканогенно-осадочных образований, представляющих собой новый для докембрия Карелии самостоятельный вулканогенно-осадочный комплекс, который естественно назвать сумийским. Учитывая, что ближайшие более древние по отношению к данному комплексу образования представлены геосинклинальными толщами лопия, можно предположить орогенную природу сумийских образований данного района, которые вместе с некоторыми отложениями в других районах Карелии представляют собой эпигеосинклинальный вулканогенно-осадочный комплекс.

Таким образом, интересующий нас орогенный этап тектонического развития докембрия Карелии представлен двумя вулканогенно-осадочными комплексами: более древним, существенно кислого состава – сумийским, и более молодым, существенно основного состава – сариолийским. Анализ особенностей строения и закономерностей формирования этих комплексов и представляет задачу последующего изложения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
ОРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИИ

Для понимания движущих причин и сущности геологических процессов орогенного этапа развития совершенно необходимо, хотя бы в краткой форме, рассмотреть предшествующий ему геосинклинальный этап, во многом определивший всю последующую историю становления восточной части Балтийского щита. В равной мере необходимо рассмотреть ряд локальных и региональных вопросов стратиграфии, от решения которых зависят существенные стороны последующей интерпретации геологических материалов. Кроме того, для упрощения изложения и понимания фактических данных, для решения вопросов генезиса образований требуется предварительно определить терминологию и систематику ряда используемых понятий, поскольку для докембрийских объектов единый подход к этим вопросам пока не сложился.

Основные закономерности строения
и истории формирования кристаллических толщ лопия

Многочисленные материалы по стратиграфии и литологии супракрустальных комплексов Карелии позволяют подойти к анализу условий их формирования. Детальные работы такого плана из-за недостаточной изученности разреза раннепротерозойских отложений пока предпринимались в ограниченном объеме. Известны палеофациальные реконструкции лопийского периода в пределах отдельных структурно-фациальных зон (Чернов, Инина, 1968; Чернов и др., 1970) или схематические их наброски для более крупных территорий (Богданов, 1971, и др.). На качестве и детальности всех реконструкций, естественно, сказывается незавершенность решения ряда дискуссионных моментов протерозойской стратиграфии. Для создания палеофациальных схем и реконструкции истории накопления соответствующих отложений, критика или дополнения которых могли бы содействовать прогрессу геологических знаний в затронутом направлении, собраны доступные описания разрезов лопийских толщ и произведена их обработка. Некоторые результаты этой работы опубли-

ликованы (Соколов и др., 1975; Свириденко, Хейсканен, 1976) и частью используются в данной книге.

Наиболее изученными разрезами лопийских отложений, безусловно, являются разрезы гимольской серии Западной Карелии (Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Чернов, 1964; Чернов и др., 1966, 1970). Гимольская серия расчленена на четыре единицы: нижнюю толщу, сложенную различными гнейсами, сланцами, основными вулканитами, туфосланцами и туфобрекчиями в кровле; костомукшскую свиту, состоящую из переслаивающихся пластов железистых кварцитов, графитистых, тальк-хлоритовых, биотитовых и других сланцев; межезерскую свиту плагиопорфиров с небольшим количеством туфогенных сланцев; кадиозерскую свиту, представленную переслаивающимися туфогенными, графитистыми, биотитовыми сланцами и железистыми кварцитами. Указанные толщи и свиты прослежены по всем районам развития пород гимольской серии, детально изучены, так что материалы по ним легко могут быть использованы при фациальном анализе, который частично здесь можно считать выполненным. Материалы по строению гимольской серии использовались лишь с небольшими изменениями и дополнениями, учитывающими новейшие данные:

а) в частности, широко распространенные к западу и юго-западу от Костомукшского месторождения основные эффузивы включены в состав нижней толщи;

б) полимиктовые конгломераты, развитые в районе пос. Суккозеро, исключены из разреза гимольской серии, так как, по данным Л. Ф. Бондаря, они залегают выше ее в разрезе;

в) в основание разреза гимольской серии района оз. Совдозеро включены аркозовые песчаники и конгломераты, наблюдавшиеся В. З. Негруца (1968) и В. Е. Руденко (1968).

В районе озер Ниваярви и Сояярви, по данным К. О. Кратца (1960, 1963), лопийские образования состоят из кварцито-амфиболито-сланцевой и карбонатно-сланцевой толщ. Первая из них, более древняя, представлена преимущественно амфиболитами с прослоями аркозовых, кварцитовых, кварцево-серицитовых сланцев и единичных маломощных горизонтов гранат-биотит-амфиболовых сланцев и доломитов. Залегающая выше карбонатно-сланцевая толща сложена биотит-кварцевыми, кварцево-биотитовыми и кварцево-биотит-карбонатными сланцами, сменяющимися выше доломитами, затем известняками с прослоями биотит-хлоритовых и биотит-хлорит-карбонатных сланцев. В кровле толщи залегают филлиты с тонкими прослоями графитистых сланцев.

По разрезам района озер Кукаозеро и Тикшозеро использовались в основном данные Н. Ф. Демидова (1960, 1972) и К. О. Кратца (Демидов, Кратц, 1974). В последние годы наблюдается тенденция к переоценке возраста отдельных частей этого разреза, основанная на некотором сходстве его особенностей с разрезами более молодых образований. Следует, однако,

учитывать, что литологические особенности параамфиболитов, карбонатов и графитистых сланцев верхней части разреза идентичны таковым в других районах развития лопийских отложений, а разрез залегающих ниже кварцитов до ритмов совпадает с разрезом тоже существенно кварцевой части свиты хизоваара. Наличие перерывов или даже несогласий (Московченко, Турченко, 1971; Московченко, 1973) внутри разреза лопия в районе озер Кукаозеро-Тикшозеро в принципе ничего не меняет, дополняя сведения об истории формирования соответствующих толщ.

Разрез свиты хизоваара, охарактеризованный Н. А. Воловской в 1945-1948 гг. и детально изученный О. В. Горбачевым и О. М. Разеном в 1968 г., использовался по материалам этих исследователей.

По району озер Пибозеро-Маслозеро существует несколько описаний разреза, различающихся по интерпретации структурных взаимоотношений толщ пород и их генетических особенностей (Богданов 1971; Робонен и др., 1974), которые, однако, дают достаточно полное представление о разрезе протерозойских образований района. Следует только отметить, что В. И. Робонен и его коллеги фактически пришли к отрицанию наличия лопийских образований, относя изученные комплексы пород к сумию. В данной работе этот вывод распространяется только на толщу существенно калиевых кварцевых порфиров, положение которых будет подробно обсуждаться позднее.

Разрез лопийских образований в районе д. Парандово-пос. Надвоицы дается по материалам бурения и результатам работ М. А. Гиляровой (1963), Н. И. Пинаевой (1966), Г. В. Ручкина и др. (1974), В. И. Робонена (1974).

Строение бергаульской серии в районе оз. Гормозеро рассматривается по данным картирования, бурения, а также материалам Г. О. Глебовой-Кульбах, Н. И. Пинаевой (1961) и Л. Я. Харитоновой (1966).

Характеристика разреза хаутаваарской зоны составлена на основании стратиграфических представлений М. Г. Попова (1968), наиболее близких к интерпретации стратиграфии соседних районов развития гимольской серии (Чернов и др., 1970), и детальных описаний строения отдельных пачек и горизонтов в работах В. И. Робонена и др. (1974а, 1974б).

Строение ялонваарской серии описано Л. Я. Харитоновым (1966) и В. И. Робоненом (1974). Материалы по бурению в сочетании с указанными описаниями дают представление о разрезе лопия этого района. В районе горы Линнунваара верхи разреза изучались В. А. Соколовым.

По району пос. Рускеала использовались материалы о строении сортавальской серии К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова и группы геологов, руководимой В. М. Черновым (Чернов и др., 1970).

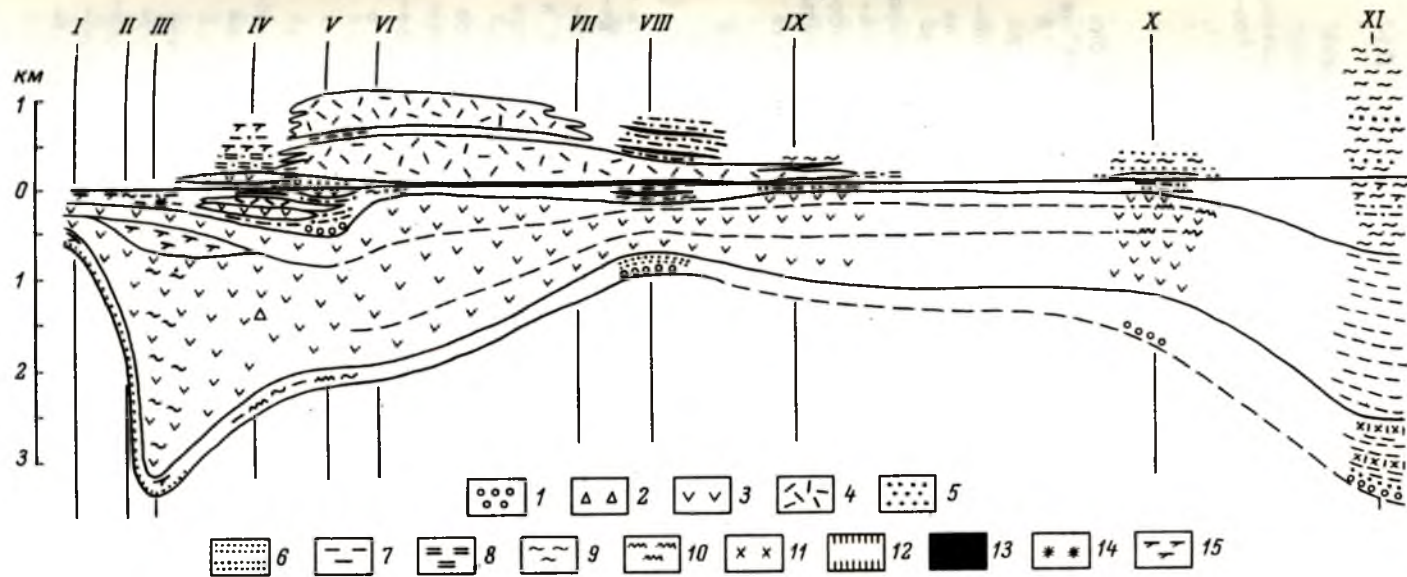


Рис. 2. Геологический профиль лопийских образований от пос. Импилахти до оз. Пибозеро.

Разрезы по районам: I - пос. Импилахти; II, III - пос. Рускеала; IV - д. Ялонваара; V - ст. Хаутаваара; VI - д. Маньга; VII - д. Койкары; VIII - д. Совдозеро; IX - мест. Бергау; X - д. Парандово; XI - оз. Пибозеро. 1 - гравелиты, конгломераты; 2 - брекчии; 3 - вулканиты основного состава; 4 - вулканиты кислого состава; компоненты метаморфических пород: 5 - кварц; 6 - кварц хемогенного происхождения; 7 - биотит; 8 - серицит, мусковит; 9 - амфибол; 10 - хлорит; 11 - ставролит; 12 - кианит; 13 - магнетит, гематит; 14 - графит; 15 - доломит.

Разрезы сортавальской серии на северном побережье Ладожского озера даны Р.А. Хазовым (1966).

Анализ 19 довольно полных разрезов лопия в различных пунктах Карелии, а также ряда частных или менее изученных разрезов в других районах (Тумба река, д. Койкары, с. Паданы, оз. Нюкозеро и др.) позволяет сделать следующие выводы (колонки разрезов приводятся в работе Л.П. Свириденко и К.И. Хейсканена, 1976).

1. По особенностям строения все разрезы лопийских супракрустальных толщ удовлетворительно коррелируются. При этом сопоставляются тем лучше, чем ближе друг к другу они расположены. Большее сходство имеют разрезы одних и тех же структурно-фациальных зон.

2. Лопийские образования всех районов в вертикальном разрезе имеют общие особенности смены типов пород и их парагенезисов, позволяющие, по-видимому, расчленить разрез на генетически различные части. В ряде наиболее полных разрезов в основании выделяется толща, особенности состава которой позволяют назвать ее базальной. Это аркозовые и конгломератовые породы в районе пос. Совдозеро, кварцитовидные и высокоглиноземистые гнейсы основания разреза оз. Тикшозеро и свиты хизоваара, терригенные до конгломератовых породы основания пебозерской серии, кварциты и карбонатные породы нижней части сортавальской серии. Возможно, к этой же базальной толще следует относить глиноземистые гнейсы, развитые по периферии Хаутоваарской структуры.

3. Выше базальной толщи повсеместно та или иная часть разреза сложена основными вулканитами, сохранившими первичные текстурные особенности или метаморфизованными до зеленых сланцев, амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых и других гнейсов. В соответствии с терминологией, принятой при описании разреза гимольской серии (Чернов и др., 1970), эту толщу можно назвать нижней. В ее составе помимо вулканитов лавового происхождения в различных количествах присутствуют пирокластические, пирокласто-осадочные и осадочные образования, слагающие ритмично-слоистые пачки. Некоторые из них в Западной и Южной Карелии содержат горизонты железистых кварцитов.

4. На породах нижней толщи более или менее отчетливо трансгрессивно залегает ритмично построенная толща с большим количеством вулканогенно-осадочных образований. В основании толщи в ряде разрезов Северной (Ниваярви, Кукасозеро, Тикшозеро, Хизоваара), Восточной (Пебозеро, Парандово), Западной (Костомукша) и Южной (Хаутоваара) Карелии присутствуют, несомненно, терригенные образования: аркозовые и серицитовые кварциты, серицит-кварцевые сланцы, кварциты, конгломераты. В строении толщи принимают участие разнообразнейшие породы, характерными представителями которых являются

кварциты и сланцы, колчеданные руды, глиноземистые породы и графитистые сланцы. Следует отметить, что породы средней толщи лежат на образованиях нижней толщи не только трансгрессивно, но местами и несогласно (Московченко, Турченко, 1971; Московченко, 1973). Более того, в районе д. Сайозеро на толще зеленокаменных пород явно лопийского возраста залегают конгломераты, содержащие гальку гранитоидов, прорывающих основные породы (устное сообщение Л.П. Свириденко). Выше конгломератов следуют осадочные образования и кислые эффузивы средней и верхней толщ лопия. Таким образом, достаточно уверенно можно говорить о наличии перерыва, эпохи тектонических движений и внедрения гранитоидов между периодами формирования нижней и средней толщ лопия. Эта эпоха, по-видимому, может интерпретироваться как одна из начальных фаз ребольского периода тектогенеза.

5. На породах средней толщи отчетливо трансгрессивно залегают образования верхней толщи. В ее подошве наблюдаются конгломераты, кварциты, серицитовые кварциты, гранат-ставролитовые кварциты и другие образования, свидетельствующие о наличии перерыва в осадконакоплении. Выше в разрезах Западной и Центральной Карелии следуют толщи вулканитов кислого состава, ассоциирующих с горизонтами железистых кварцитов и туфогенных сланцев. В других областях основная масса пород характеризуется карбонатно-сланцевым и амфиболитовым составом, причем количество карбонатных пород явно увеличивается в западном и юго-западном направлениях.

Корреляция и расчленение лопийских образований в различных районах Карелии были положены в основу предварительного анализа палеотектоники и реконструкции условий и истории формирования рассматриваемых толщ (Свириденко, Хейсканен, 1976). Этот анализ иллюстрируется поперечным профилем через лопийскую геосинклиналь Карелии (рис. 2) и ее фациально-тектонической схемой (рис. 3). Результаты анализа сводятся к следующему.

Рассматриваемая территория, за исключением Беломорья, в лопийское время претерпевала геосинклинальный режим развития. В строении Карельской геосинклинальной области выделяются зоны, по особенностям состава отложений допускающие интерпретацию в терминах, принятых при описании фанерозойских подвижных областей: зона архейского кратона, имеющего ряд признаков платформы, зона внутреннего прогиба, внутренняя и внешняя зоны эвгеосинклинали, зона миогеосинклинали и океаническая зона. Эти зоны представляют собой область перехода от архейской плиты платформенного типа в районе Беломорья к океанической плите, располагавшейся юго-западнее современного Приладожья. Некоторые особенности строения сближают эту область перехода с тихоокеанским типом сочленения плит (Фотиади, Туезов, 1972; Марков, Соловьева, 1972).

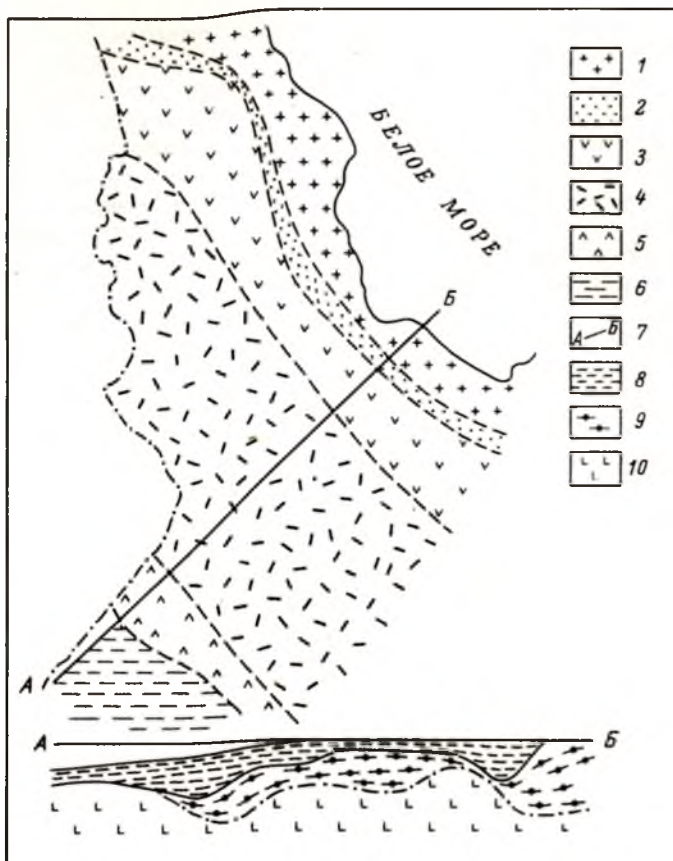


Рис. 3. Фациально-тектоническая схема формирования лопийских образований.

Фациально-тектонические зоны: 1 – архейская платформа, 2 – краевой прогиб, 3 – внутренняя и 4 – внешняя зоны эвгеосинклинали, 5 – миогеосинклиналь, 6 – океаническая, 7 – реконструкция профиля через Карельскую геосинклиналь; слои земной коры: 8 – осадочно-вулканогенный, 9 – гранитно-метаморфический, 10 – гранулит-базитовый.

Зона архейского кратона в районе Беломорья, совпадающая с выделяемым ныне Беломорским массивом, независимо от интерпретации возраста беломорид (архей или протерозой) характеризуется относительной стабильностью, достигнутой к началу лопийского времени, в течение которого эта область была источником гипергенного материала (по крайней мере в период накопления базальной толщи). Аналогичного строения более

мелкие консолидированные блоки, вероятно, существовали и в других зонах, где они дали начало современным купольным структурам с образованиями, относимыми к фундаменту карелид в центре. Возможно также участие таких мелких блоков в образовании гранитного слоя внутренней и внешней эвгеосинклинальных зон с разделяющим их геосинклинальным поднятием, более ранняя консолидация которых вызвала впоследствии к жизни такие понятия, как „карельский срединный массив“ Л. Я. Харитонova (1966) или „ятулийский материк“ (Вяюрюнен, 1959). Частичная консолидация этой зоны, очевидно, произошла на рубеже периодов формирования нижней и средней толщ лопия, обусловив несогласие между ними, появление внутрилопийских гранитоидов и грубообломочных отложений средней толщи.

Прилегающая к архейскому кратону сравнительно узкая зона внутреннего прогиба характеризуется повышенными мощностями всех лопийских толщ, заметным количеством терригенных и карбонатных образований в их составе. Внутренняя и внешняя эвгеосинклинальные зоны с умеренными мощностями отложений, увеличивающимися на западной окраине, отличаются друг от друга по ряду признаков. В частности, в первой среди вулканогенно-осадочных образований присутствуют сингенетичные сульфидные, а во второй – железистые руды и железисто-кремнистые осадки. Зона миогеосинклинали является переходной от эвгеосинклинали к океанической плите, ей свойственны значительные колебания мощностей, большое количество терригенных осадков (преимущественно за пределами Карелии), кремнистых и углеродистых образований. В океанической зоне, незаметно сменяющей предыдущую на юго-западе и лишь едва заходящей на территорию Карелии, широкое распространение получают турбидитовые слоистые осадки грауваккового состава и карбонатные отложения.

Характер вулканических проявлений и состав продуктов вулканизма существенно различаются в разных зонах. Вулканисты основного состава развиты повсеместно, но максимальные их мощности приурочены к зоне краевого прогиба и внешней эвгеосинклинальной. В миогеосинклинальной зоне вулканисты базальтового состава местами образуют толщи малой, а изредка и большой мощности, но нередко отсутствуют полностью. Вулканизм кислого состава является неотъемлемым элементом характеристики верхней части разреза эвгеосинклинальных (особенно внешней) зон.

В пределах указанных зон помимо локализации упоминавшихся компонентов пород наблюдаются определенные закономерности в распределении других минеральных соединений, позволяющих делать далеко идущие выводы о геохимической зональности и общем характере раннепротерозойской седиментации (Соколов и др., 1973), выходящие, однако, за рамки данной работы.

Подводя итоги анализа лопийского периода развития, заложившего основу последующих геологических событий, можно сформулировать основные характеристики этого этапа, названного нами протогеосинклинальным (Свириденко, Хейсканен, 1976).

К началу этапа (2600–2800 млн. лет назад) на территории Карелии существовал относительно стабильный Беломорский кратон, к которому с юго-запада примыкала геосинклинальная область с частично сформированным продольным геоантиклинальным поднятием. Продукты разрушения того и другого в виде отложений базальной толщи в основном сконцентрированы во внутреннем прогибе. Вулканизм основного состава, интенсивно проявившийся вслед за этим на всей территории, дал начало породам нижней толщи, которые вместе с подстилающими образованиями по крайней мере локально испытали воздействие тектонических движений одной из первых фаз ребольского периода складчатости. Эти же движения обусловили появление первых нижнепротерозойских гранитоидов, первых поднятий, начавших сразу же разрушаться, и, по-видимому, создали предпосылки для возникновения коровых источников кислого вулканизма. Новая активизация тектонических движений, наступившая вслед за накоплением разнообразных отложений средней толщи, наряду с появлением терригенных осадков обусловила вспышку корового вулканизма кислого состава, интенсивно проявившегося в Западной Карелии. Последующие движения ребольского тектогенеза завершили консолидацию внутренней и эвгеосинклинальных зон, создав юго-западнее Беломорского кратона область орогена. В миогеосинклинальной зоне ребольские движения, по-видимому, проявились лишь локально.

Тектоническая обстановка, сложившаяся в конце протогеосинклинального этапа, предопределила основные закономерности последовавшего за ним орогенного этапа развития докембрия Карелии, а затем и платформенного. Дальнейшая история развития региона кратко может быть охарактеризована следующим образом.

Область орогена подвергалась интенсивной эрозии, продукты которой, сносимые в зоны миогеосинклинали и частью в океаническую, дали начало мощным толщам флишевых осадков. В пределах локальных впадин внутри области орогена могли накапливаться грубообломочные отложения, один из предполагаемых примеров которых будет далее рассматриваться. В зоне внутреннего прогиба (зона сочленения карелид и беломорид) глубокое погружение блоков земной коры в результате завершающих движений ребольского периода тектогенеза обусловило зарождение и развитие процессов кислого вулканизма, действовавшего одновременно с накоплением терригенных, главным образом грубообломочных, осадков. Возможно, что в некоторых участках этой зоны (оз. Панаярви) одновременно

с кислым вулканизмом в связи с глубинными разломами проявился и вулканизм основного состава.

После некоторого выравнивания территории, документированного появлением кварцитовых толщ выше флишевых образований, наступила новая эпоха активных тектонических движений селецкого периода тектогенеза. В результате этих движений флишевые и прочие отложения подверглись складчатости, метаморфизму и гранитизации. В пределах бывшего орогена движения этого периода проявились в формировании узких и протяженных зон интенсивной складчатости, разломов, смятия и расщепления пород, к которым приурочены селецкие мигматит-граниты и трещинные гранитные тела. Гранитизацию (Гилярова, 1957) и складкообразование этого периода претерпели и толщи сумийских кислых эффузивов.

Сущность геологических явлений следующего этапа истории развития заключается, по-видимому, в тенденции блоков земной коры, сформированных в ребольском и активизированных в селецком этапах, к достижению изостатического равновесия. Следствием этого процесса явилась сводово-глыбовая тектоника основания, четко определившая состав и особенности строения сарилийских образований, когда на поднимающихся блоках формировались обломочные, а на их склонах и поверхности относительно погружавшихся блоков — лавовые и пирокластические породы. В зоне бывшей миогеосинклинали, испытывавшей интенсивную складчатость, вероятно, также могли накапливаться аналогичные отложения (один из примеров приводится далее), однако поднятие (изостатическое ?) этой территории, происходившее в среднепротерозойское время, привело к эрозии этих, а также и ятулийских отложений.

Глыбово-блоковые движения, вызвавшие формирование сарилийских отложений, сформировали также и их тектонические структуры: линейные синклинали и мульды. Последовавшее выравнивание территории знаменует собой начало протоплатформенного ятулийского этапа.

Некоторые вопросы стратиграфии

Реконструкция условий и последовательности формирования орогенной области в протогеосинклинальном этапе, изложенные выше, основаны на анализе строения лопийских супракрустальных толщ, стратиграфическое положение которых у подавляющего большинства геологов не вызывает сомнений. Переходя к рассмотрению орогенного этапа, мы сталкиваемся с проблемой идентификации материальных объектов, образование которых следовало бы ожидать в этот период, и реально существующих серий и свит докембрийских толщ, что вызвано отсутствием общепринятых представлений о стратиграфии более молодых, чем

лопийские, докембрийских комплексов Карелии. Все это вынуждает нас обратиться к анализу основных представлений и геологических фактов ввиду очевидной необходимости разработки стратиграфической основы для последующих построений.

В соответствии с региональной стратиграфической шкалой, принятой за основу, в Карелии к сумию отнесены (Кратц, 1958; Кратц и др., 1971) флишoidные терригенные образования ладожской, карбонатно-терригенные и амфиболитовые образования хирвинаволоксской, осадочно-вулканогенные отложения большозерской и вулканиты тунгудско-надвоицкой серий и свит и некоторые другие.

Карбонатно-терригенные и амфиболитовые породы хирвинаволоксской свиты по целому ряду особенностей строения, состава, метаморфизма, по положению в разрезе, который легко сопоставляется с другими разрезами несомненно лопийских толщ (например, свита хизоваара), должны относиться к лопию. Обломочные, туфогенные и эффузивные образования большозерской серии, как это будет видно из подробного рассмотрения в гл. II, безусловно, принадлежат к сариолийскому (в ранее определенном смысле) вулканогенно-осадочному комплексу, широко развитому в различных районах Карелии и более молодому, чем сумий. После выделения сариолийского (сумийско-сариолийского; Соколов и др., 1971) вулканогенно-осадочного комплекса существовала тенденция включить все тунгудско-надвоицкие вулканиты в этот комплекс. Не избежали этого и авторы данной работы, однако при ближайшем подходе были получены материалы, свидетельствующие о том, что в составе тунгудско-надвоицких образований в ряде районов Карелии помимо сариолийских в большом объеме присутствуют и более древние толщи. Среди последних фигурируют и сумийские орогенные формации.

Таким образом, после критического разбора можно сказать, что действительно сумийскими могут считаться лишь развитые на северо-востоке Карелии отдельные элементы тунгудско-надвоицкой серии, а именно кварцевые порфиры, их туфы и связанные с ними обломочные образования. Кроме того, мы включаем в сумий все флишoidные образования ладожской серии, положение которой является одним из наиболее дискуссионных вопросов карельской геологии. Поскольку строение ладожских толщ и их положение среди прочих докембрийских комплексов в дальнейшем почти не затрагиваются, мы рассмотрим их кратко здесь.

Как известно, ладожская серия представлена мощной толщей ритмично и часто тонко переслаивающихся кварцитов, преобладающих в нижней и верхней частях, биотит-кварцевых и кварцево-биотитовых сланцев, среди которых отмечаются высокоглиноземистые разности, часто содержащие порфиробласты андалузита и ставролита. Характерной текстурной особенностью пород нередко является наличие овальных и округлых известково-силикатных конкреций. В плане толщи пород ладожской серии

составляют внешнюю кайму вокруг гнейсо-гранитных куполов, тогда как более древние сортавальские (питкярантские) породы слагают внутреннюю кайму.

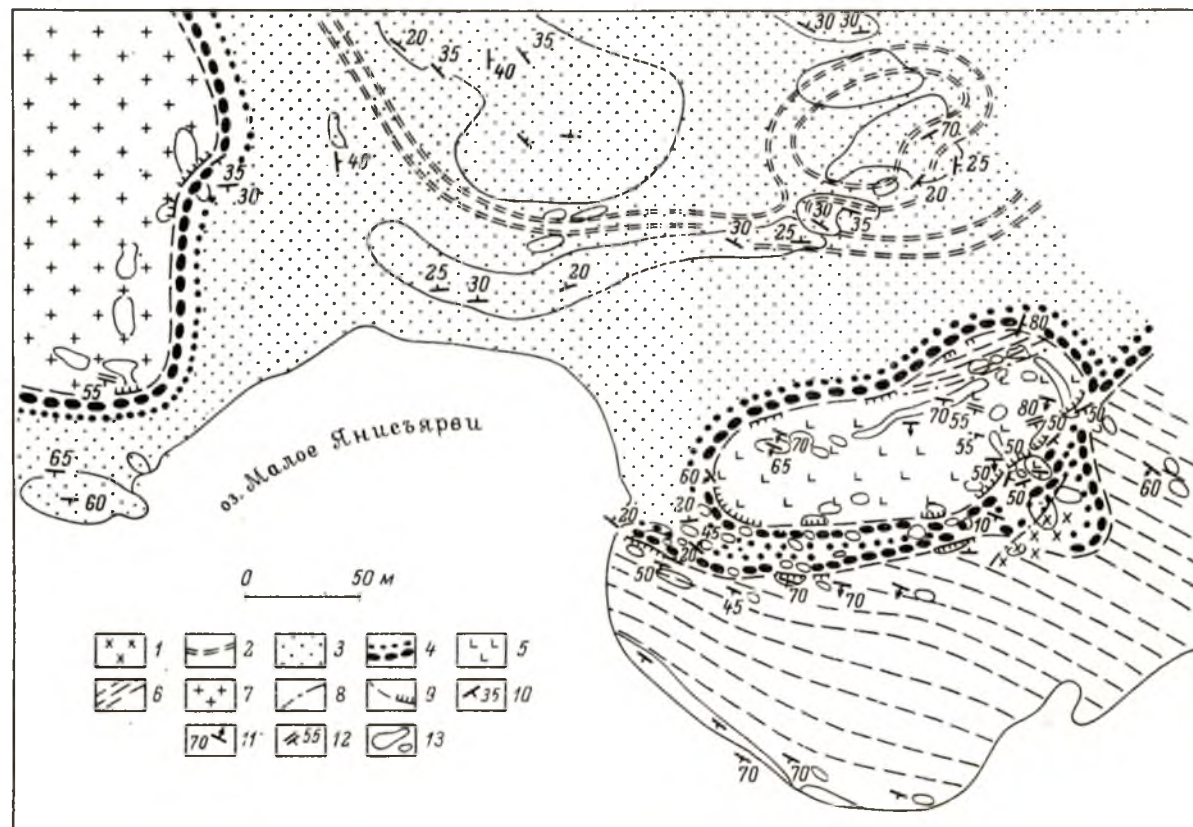
Сортавальская серия всеми признается более древней, чем ладожская. Соотношения этих серий с ятулийскими образованиями, выделенными еще И. Седерхольмом (1897) в районе оз. Малое Янисъярви, до сих пор остаются объектом дискуссий, препятствующих прогрессу в анализе геологической истории региона. Одни геологи отстаивают более молодой по сравнению с упомянутыми сериями возраст ятулийских отложений (Sederholm, 1897, 1916; Hausen, 1930; Гилярова, 1948; Судовиков, 1954; Демидов, Соколов, 1958; Кратц, 1963; Соколов, 1963; Шуркин, 1968; Кратц и др., 1971, и др.), другие, основываясь на некотором сходстве ятулийских и сортавальских пород, полагают их синхронными (Väyrynen, 1954; Харитонов, 1966; Эскола, 1967; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Богданов и др., 1971; Салоп, 1973, и др.), некоторые геологи предполагают также синхронность ятулийских и ладожских толщ. Придерживаясь в целом первой точки зрения, рассмотрим основные аргументы второй с привлечением геологических данных.

Среди сортавальских пород регулярно наблюдаются амфиболиты, карбонаты и карбонатные сланцы, графитистые сланцы, кварциты и другие типы, для которых можно найти близкие разности в разрезе ятулийских отложений: диабазы, карбонаты и карбонатные сланцы, шунгитовые сланцы, кварцито-песчаники и т. п. Однако сравнение разрезов сортавальских (Хазов, 1966; Чернов и др., 1970) и ятулийских (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970) образований, в том числе района оз. Малое Янисъярви, где ятулийские (Светов, Голубев, 1975) образования развиты вплотную с сортавальскими, полностью исключает возможность их сопоставления.

Цифры абсолютного возраста, которыми Л. И. Салоп (1973) оперирует как ятулийскими (2300 ± 120 млн. лет), хотя и получены из явно сортавальских пород, ничего общего не имеют с возрастом действительно ятулийских пород Центральной Карелии (по данным U-Pb и Pb-Pb методов соответственно 1780 ± 65 и 1765 млн. лет; Геохронологические рубежи..., 1972). Следует отметить, что время становления метаморфической зональности пород ладожской серии в этой же работе определяется в 1885 ± 30 млн. лет (Pb-Sr изохронный метод, 14 образцов).

К вопросу о взаимоотношениях ятулийских и сортавальских образований можно добавить данные о геологическом строении мыса Коркеаними на северном берегу оз. Малое Янисъярви.

Детальное изучение геологического строения мыса Коркеаними и прилегающего побережья показало, что здесь (рис. 4) действительно широко развиты ятулийские обломочные образования, залегающие с резким угловым несогласием на породах сортавальской серии. В пределах хорошо обнаженного холма



на самом мысе наблюдается узкая (15–30 м) синклинальная складка субширотного простирания, которая сложена ятулийскими конгломератами и песчаниками. Многочисленные обнажения с непосредственными контактами как северного, так и южного крыльев синклинали дают возможность видеть не только угловое несогласие ятулийских и сортавальских пород, но и наличие коры химического выветривания под ятулийскими образованиями, в образцах из которой химическим анализом установлено типичное для таких случаев увеличение содержания глинозема, окисление железа и вынос натрия. Данная синклиналь окаймляет с юга куполовидную брахиантиклинальную складку, в ядре которой обнажаются складчатые и плоччатые сланцевые образования сортавальской серии и прорывающие их габбро-диабазы. В непосредственных контактах и сближенных с породами ятулия выходах в западном, южном и восточном крыльях брахиантиклинали видно несогласное налегание ятулийских пород с корой выветривания в основании на предятулийской поверхности габбро-диабазов и сланцев. В северном крыле брахиантиклинали ятулийские породы отсутствуют, однако образования коры выветривания, принимавшиеся здесь иногда за милониты, позволяют достаточно уверенно определять положение подошвы ятулийской толщи.

Севернее и северо-западнее мыса Коркеаниemi широко развиты темно-серые кварцито-песчаники с кварцевой и кварцитовой галькой, идентичные кварцито-песчаникам самого мыса. В контакте с гранитоидами на северо-западном краю участка в их подошве наблюдается кора выветривания, выраженная в интенсивной, до полного замещения, серицитизации полевых шпатов гнейсо-гранита. Структура этой части участка определяется наличием здесь центраклинальных замыканий двух синклинальных складок – субширотной на западе и субмеридиональной на севере участка, а также мелкой брахиантиклинали в северо-восточном углу схемы (рис. 4), осевая плоскость которой

Рис. 4. Схема геологического строения мыса Коркеаниemi (оз. Малое Янисъярви, Приладожье). Составили Л. Ф. Бондарь и К. И. Хейсканен с учетом материалов К. О. Кратца, В. А. Соколова, Л. Н. Пятрубович, В. М. Чернова, К. А. Ининой, В. Я. Горьковца, М. Б. Раевской.

1 – кварцевая жила; 2 – сланцево-алевролитовые прослои; 3 – кварцито-песчаники; 4 – конгломераты и гравелиты; 5 – габбро-диабазы; 6 – карбонатно-сланцевая толща; 7 – гранитоиды; 8 – интрузивные контакты; 9 – эрозионные контакты и установленные проявления коры выветривания; 10 – слоистость; 11 – сланцеватость; 12 – пластовая отдельность; 13 – контуры обнажений.

параллельна оси брахиантклинали, расположенной южнее. В целом ятулийские образования, развитые на мысе Коркеаними и севернее его, имеют единый структурный план, типичный для ятулия в ряде районов Карелии (д. Койкары, северный берег оз. Сегозеро и др.), что наряду с единством их литологических особенностей и наличием коры выветривания в подошве с несомненностью подтверждает их ятулийский возраст. Кроме того, темно-серые кварцито-песчаники мыса Коркеаними, постепенно сменяясь светло-серыми разностями, непрерывно прослеживаются на север и запад в район горы Кухиласваара, где их принадлежность к ятулию со времен И. Седерхольма никем не подвергалась сомнению.

Породы сортавальской серии, обнажающиеся на мысе Коркеаними, представлены различными типами. Преобладают слоистые тонкокристаллические карбонагы, переслаивающиеся с кварцево-биотитовыми, кварцево-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами, содержащими слои и тонкие прослойки тонкозернистой (кремнистой) породы существенно кварцевого состава. Все эти разности отличаются тонкозернистым сложением, весьма тонкой слоистостью, нередко микроскопического масштаба, наличием прослоев, обогащенных пылевидным графитом или тонкозернистым магнетитом и реже гематитом. Встречаются слои микрослойчатой кремнистой породы с тонко рассеянным магнетитом, напоминающие железисто-кремнистые образования типа джеспилитов.

В контактах с ятулийскими конгломератами и гравелитами породы сортавальской серии претерпевают интенсивную серицитизацию и иногда карбонатизацию. Габбро-диабазы, секущие сланцево-карбонатную толщу, в коре выветривания переходят в биотит-кварцево-серицитовую породу, сохраняющую лишь характерные для слабо измененных разностей решетчатые агрегаты магнетита и сагенитовую решетку лейкоксена.

В составе обломочного материала ятулийских пород повсеместно преобладают жильный кварц и кварцитовидные (кремнистые) породы. Часто встречаются также обломки всех указанных выше разностей пород сортавальской серии. Цемент представлен мелкими обломками тех же пород и их минералов, кварца и большого количества тонкочешуйчатого серицита с примесью тонкодисперсного графитистого вещества, придающего всем породам ятулия темно-серый цвет. Преобладают бластопсаммитовые структуры, не встречающиеся в породах сортавальской серии.

Таким образом, на мысе Коркеаними устанавливается резко несогласное налегание ятулийских конгломератов и кварцито-песчаников на сланцево-карбонатные образования сортавальской серии, развитые также на островах и южном побережье оз. Малое Янисъярви, а также в других пунктах Приладожья. Эти данные, на наш взгляд, окончательно исключают возможность сопоставления сортавальских и ятулийских отложений.

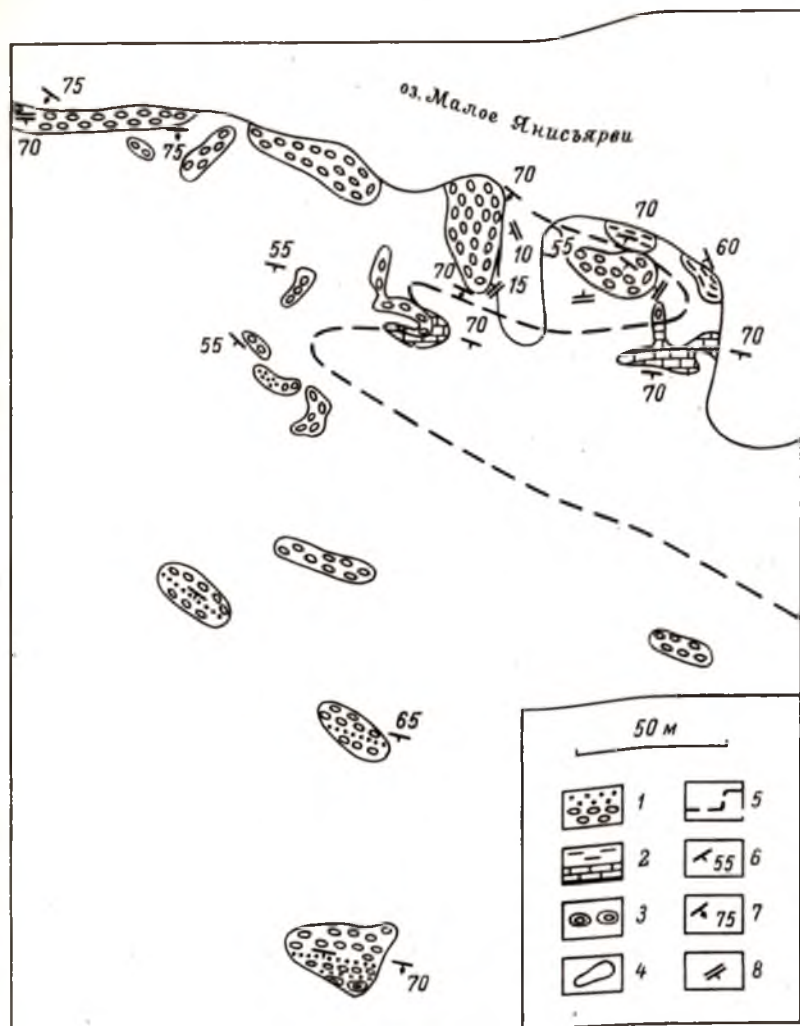


Рис. 5. Схема геологического строения участка Партанен (оз. Малое Янисъярви). Составили Л. Ф. Бондарь и К. И. Хейсканен с учетом материалов В. М. Чернова, К. А. Ининой, В. Я. Горьковца, М. Б. Раевской.

1 - полимиктовые конгломераты и гравелиты; 2 - карбонатные породы и сланцы; 3 - известково-силикатные обособления; 4 - контуры обнажений; 5 - контакты; 6 - слоистость; 7 - сланцеватость; 8 - пластовая отдельность.

Наряду с попытками сопоставить сортавальские и ятулийские толщи имеются предположения о возможности корреляции ладожских и сариолийских образований. При этом роль главного аргумента играют геологические данные по полимиктовым конгломератам, развитым близ бывшего хут. Партанен на юго-восточном берегу оз. Малое Янисъярви.

В отношении стратиграфического положения конгломератов Партанен к настоящему времени высказаны едва ли не все теоретически возможные предположения:

а) конгломераты развиты в виде аллохтонной тектонической линзы (Hausen, 1930) или по крайней мере выведены из первичного залегания (Судовиков, 1954);

б) конгломераты представляют собой внутрiformационные образования между молодыми ладожскими и более древними сортавальско(питкярантско) -ятулийскими, указывают на несогласие между развитыми здесь комплексами (Eskola, 1925), а отмечают лишь местный размыв (Предовский, Петров, 1964; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970);

в) конгломераты являются базальными для ладожской серии и содержат гальки ятулийских пород (Väyrynen, 1929; Харитонов, 1966; Эскола, 1967; Салоп, 1971);

г) конгломераты имеют сариолийский (Демидов, Кратц, 1958; Кратц, 1963) или карельский (ятулийский) возраст (Гилларова, 1971) и содержат гальки пород сортавальской и ладожской серий.

Анализ обнажений на участке близ хут. Партанен показывает (рис. 5), что конгломераты слагают здесь северо-восточное крыло синклинальной структуры, осложненное мелкими открытыми синклинальными складками, замыкающимися в юго-восточном направлении. Породы сортавальской серии, развитые в северо-восточной части участка, представлены переслаивающимися биотит-кварцевыми сланцами и тонкозернистыми карбонатами с тончайшими слоями тонкокристаллического кварца. Слоистость этой толщи сечется подошвой конгломератов с угловым и азимутальным несогласием.

Непосредственный контакт конгломератов и пород сортавальской серии наблюдается в двух обнажениях: на берегу озера и в 40-50 м от него к югу. В первом случае в нависающей над берегом стенке, сложенной конгломератами, в разных местах видны останцы сортавальских биотит-кварцевых сланцев, позволяющие точно установить залегание контактовой поверхности. Последняя падает на юго-запад под углом 55° в отличие от падения сланцев под углом 70° . Во втором обнажении отчетливо видно, что слоистые карбонатные породы имеют резкий контакт с конгломератами. Слоистость карбонатов срезается центраклинальными окончаниями двух мелких (2-3 м шириной) параллельных синклинальных складок, сложенных конгломератами. Характер контакта не оставляет ни малейшей воз-

возможности предполагать здесь фациальный переход от карбонатов к конгломератам. Указанные взаимоотношения с несомненностью свидетельствуют о том, что конгломераты Партанен залегают на породах сортавальской серии резко несогласно.

В подошве конгломератов сосредоточены наиболее крупно-обломочные и валунные разности, которые выше по разрезу сменяются средне- и мелкообломочными. Во многих обнажениях наблюдаются прослои мелкогалечных и песчанистых разностей, позволяющие установить, что в толще конгломератов, за исключением прибрежной части, сохраняется выдержанное залегание слоистости, падающей на юго-запад под углом 55° . При этом видимая мощность конгломератов не превышает 140 м.

Петрографический состав обломочного материала конгломератов отличается большим разнообразием. Количественные соотношения различных типов пород среди обломков существенно меняются в пределах толщи, но качественное постоянство набора позволяет рассматривать его в целом для всего разреза.

Различные исследователи по-разному трактовали состав галечного материала конгломератов. Так, Х. Вярюнен (Väyrynen, 1929) отмечает гальки кварцитов, кварца, амфиболсодержащих сланцев, зеленокаменных пород и известняка, предполагаемого по пустотам выщелачивания в береговых обнажениях. Н. Г. Судовиков (1954) считает, что эти пустоты объяснены своим происхождением выщелачиванию не известняка, а амфиболита. Н. Ф. Демидов и К. О. Кратц (1958) кроме пород, упомянутых выше, указывают на наличие среди галек слюдистых кварцитов и биотит-кварцевых сланцев ладожской серии, подчеркивая, что сливные кварциты в гальках резко отличаются от blastopсаммитовых кварцито-песчаников ятулия и больше похожи на ладожские кварциты о-ва Контиосаари. Л. Я. Харитонов (1966), отмечая обилие галек, сложенных сливными (яшмовидными), микрозернистыми, полевошпатовыми и известковистыми кварцитами и зеленокаменными породами, делает вывод, что все они типичны для разреза верхней части ятулия, к которому он относит породы сортавальской серии.

Изучение вещественного состава конгломератов Партанен показывает, что они сложены гальками и обломками пород следующих основных типов.

1. Разнообразные зеленокаменные породы, среди которых часто встречаются карбонатизированные и серицитизированные амфиболиты с реликтами габбровой структуры, очень похожие на упоминавшиеся выше габбро-диабазы, прорывающие породы сортавальской серии на мысе Коркеаньеми.

2. Известняки, доломиты, тонкозернистые кварцево-карбонатные и карбонатно-кварцевые породы.

3. Монокристаллический и крупнополигональный кварц, иногда с рассеянными призмами турмалина.

4. Группа „силикатных“ пород, представленная разнообразными тонкослоистыми разностями. Здесь наблюдаются различные комбинации тонкозернистых слоев хлорит-серицитового, серицит-биотитового, биотит-хлорит-серицитового, амфибол-серицит-кварцевого, хлоритового, серицитового, кварцево-серицитового, эпидот-биотит-хлоритового, карбонатного и кварцевого состава, содержащих кварцево-магнетитовые и магнетит-кварцевые агрегаты, обильные мелкие изометричные и пластинчатые зерна магнетита и реже тонкую гематитовую „пыль“. Очень характерны также обильные крупные октаэдры магнетита.

5. Группа кремнистых пород, в которой выделяются очень тонкослоистые, тонкозернистые, до криптокристаллических, существенно кварцевые породы, как правило, содержащие тонкозернистый магнетит и изредка пылеватый гематит. Встречаются тончайшие слои, содержащие карбонат или апатит, еще реже турмалин. Повсеместно присутствуют крупные (до 2-3 мм) октаэдры магнетита, особенно крупные и частые вблизи тонких кварцево-карбонатных секущих жил.

Цемент конгломерата представлен мелкими обломками тех же пород, что и в гальках, а также хлоритом, биотитом, мелкозернистым (полигональным) кварцем, серицитом. Много мелкозернистого магнетита и крупных магнетитовых октаэдров.

Карбонатные породы и некоторые сланцы из группы „силикатных“ пород типичны для карбонатно-сланцевой толщи сортавальской серии, непосредственно подстилающей конгломераты. Все указанные типы пород встречены в коренном залегании при изучении сортавальских образований на мысе Коркеаними (северный берег оз. Малое Янисъярви), где они резко несогласно перекрываются конгломератами, песчаниками и кварцито-песчаниками ятулия. „Силикатные“ и „кремнистые“ породы, к которым принадлежат отмечавшиеся ранее в гальках различные кварциты, ни в коем случае не могут идентифицироваться с ятулийскими кластическими породами (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970). Эти образования в подавляющей части представляют собой продукты хемогенного и вулканогенно-хемогенного осадконакопления и, по-видимому, фациально связаны с железорудной формацией, тем более что некоторые из них содержат до 20-50% магнетита.

Наличие железисто-кремнистых пород, известных в составе сортавальской серии (Чернов и др., 1970), в галечном материале конгломератов еще раз подтверждает их более молодой возраст. В то же время среди галек не обнаружено ни ятулийских, ни ладожских образований. В кровле видимого разреза конгломератовой толщи среди мелкообломочных пород встречаются многочисленные карбонат-амфиболовые обособления овальной и субовальной формы величиной от 5-10 до 30 см. Внешняя зона этих обособлений толщиной 2-5 см представлена интенсивно амфиболизированным конгломератом, в котором между круп-

ными призмами амфибола сохраняются остатки различных пород. Центральная часть обособлений сложена крупнозернистым карбонатом с редкими зернами кварца и агрегатами амфибола. Независимо от расположения кристаллов карбоната в карбонатной породе под микроскопом местами наблюдаются тонкополосчатые участки. Полоски рудной „пыли“ согласно и плавно изгибаются, напоминая фрагменты сложных концентрически-зональных текстур. Указанные обособления весьма сходны с известково-силикатными конкрециями, типичными для пород ладожской серии (Hausen, 1930) и особенно ее нижней толщи (Кратц, 1963).

В 500 м южнее выходов конгломератов расположены обнажения ритмично-слоистых сланцев ладожской серии (Харитонов, 1966), падающих согласно с конгломератами в юго-западном направлении. Этот факт вместе с находкой карбонатных конкреций в верхней части конгломератовых пород определяет принадлежность последних к базальным образованиям ладожской серии, несогласно перекрывающей толщу пород сортавальской серии лопия.

Если, исходя из изложенных фактов, все же коррелировать конгломераты Партанен с сариолийскими, то придется признать, что залегающие выше их ритмично-слоистые толщи ладожской серии или целиком являются сариолийскими, или имеют ятулийский возраст. В то же время известно, что сариолийские и ятулийские конгломераты повсеместно содержат в галечном материале селецкие граниты нормального ряда, прорывающие и мигматизирующие породы ладожской серии, и, следовательно, являются более молодыми, чем любые части разреза последней.

Рассмотрим теперь гипотезу, утверждающую, что ладожские образования синхронны ятулийским. Разрез ладожской серии давно известен (Кратц, 1963) — это ритмичная очень однородная и монотонная толща, представленная конгломератами основания, кварцитами, биотит-кварцевыми и кварцев-биотитовыми сланцами. Разрез ятулийских образований, развитых на северном берегу оз. Малое Янисъярви, начинается толщей кварцито-песчаников, сменяющихся выше карбонатно-сланцевой, в верхней части шунгитоносной, толщей, пронизанной большим количеством силлов габбро-диабазов. В кровле залегают серия лавовых потоков и покровов диабазов с прекрасными шаровыми текстурами. Расстояние между указанными разрезами не превышает нескольких сотен метров, что при отсутствии сколь угодно заметных надвиговых явлений (и даже если бы они были) совершенно исключает возможность такого резкого фациального перехода, а следовательно, и корреляции между ладожскими и ятулийскими отложениями.

Породы ладожской серии моложе ятулийских или, точнее, являются аналогами пород бесовецкой свиты (Салоп, 1973, и др.). При отсутствии прямых взаимоотношений между ладожскими и ятулийскими толщами авторы подобных гипотез обычно

апеллируют к геологическим картам сопредельной с Приладожь-ем территории Финляндии (от г. Вяртсилья до г. Ионсуу). На этих картах (Nykänen, 1968, 1971) показана узкая полоса кварцитовых пород север-северо-западного простирания с падением в западном направлении, куда падают также развитые западнее филлитовые и слюдяные сланцы. Всем кварцитам приписывается ятулийский возраст, сланцам — калевийский, который ряд советских геологов определяют как возраст ладожской серии.

Помимо видимого на картах налегания сланцев на кварциты геологи используют результаты бурения в зоне соприкосновения кварцитовых и сланцевых толщ (Nykänen, 1968, 1971; устное сообщение доктора М. Хярме), где в основании сланцевых пород встречены полимиктовые конгломераты, залегающие на черных сланцах и карбонатных породах.

Рассмотрим некоторые данные по геологическому строению районов оз. Тохмаярви-д. Киикхелисваара, собранные К. И. Хейсканеном в 1974 г. при содействии М. Хярме в данном районе.

В указанной полосе кварцитовых пород южнее д. Киикхелисваара в районе оз. Пёлккюламп-д. Раатеваара снизу вверх наблюдается следующий разрез.

1. На поверхности тонкослоистых амфиболовых сланцев или тонкослоистых гнейсов, плагиогранитных мигматитов по сланцам основного состава с крупными кристаллами турмалина или на трещиноватой поверхности огнейсованных полевошпатовых сланцев¹ несогласно залегает элювиальная брекчия полимиктового состава. Среди обломков преобладают фрагменты плагиогранитов и гнейсов. Реже встречаются обломки пористой кварцево-карбонатной породы, изредка гальки микроклиновых гранитов, микроклинизированного плагиогранита и тонкозернистых кварцитов. Выше, через 5–10 м обломки гранитоидов становятся более окатанными. Цементирующий материал помимо обломков пород содержит большое количество карбонатного материала. По существу эти образования представляют собой обызвесткованный элювий — широко распространенный в Карелии тип базальных образований ятулия. Ближайший пункт на нашей территории, где эти образования имеются, расположен в окрестностях горы Кухиласваара на северном побережье оз. Малое Янисъярви.

2. Конгломерат с гальками плагиогранитоидов, изредка микроклиновых гранитов с ожелезненным хлорит-серицитовым цементом.

3. Плагиоклазовые аркозы светло-зеленого цвета, карбонатсодержащие, с прослоями алевролитов.

¹ Этот комплекс пород содержит горизонты полосчатых кварцево-магнетитовых пород в окрестностях деревень Хавукаваара и Расваара (Nykänen, 1971).

4. Мощная толща горизонтально переслаивающихся зеленоватых и белых кварцито-песчаников, сменяющаяся выше зеленовато-серыми и серыми серицитовыми песчаниками со слоями и обломками черных серицитовых (углистых?) сланцев.

5. Аналогичные зеленовато-серые серицитовые песчаники, в которых выше появляется карбонатный материал и в отдельных прослоях достигает существенного количества.

6. Горизонт основных пород, среди которых присутствуют габбро-диабазы, скарнирующие подстилающие карбонатные песчаники, и афанитовые, порфириновые и миндалекаменные диабазы эффузивного происхождения.

7. Красноватые, розоватые маломощные кварцевые песчаники с прослоями кварцевых конгломератов. Среди кварцевых галек встречаются гальки кварцитов и единичные мелкие гальки полосчатой железисто-кремнистой породы. Среди обломочных зерен пород этого горизонта кроме кварца (60-90%) отмечают амфиболы, полевые шпаты, сфен, турмалин, гранат, циркон, рудные и андалузит (Nykänen, 1971).

8. Далее к западу обнажения отсутствуют, однако, по буровым данным, выше залегают карбонатно-сланцевые породы, гематитовые руды, основные эффузивы и черные сланцы.

Приведенный разрез начиная с элювиальных брекчий обладает всеми особенностями строения и состава отложений, характерных для разреза ятулия в соседних Янисъярвинской, Туломозерской, Суоярвской и других структурах, что является достаточным основанием для отнесения описанных отложений к ятулию. Подчеркнем еще раз факты наличия среди ятулийских конгломератов галек микроклиновых гранитов и зерен андалузита в песчаниках.

Второй пример строения той же кварцитовой полосы (Nykänen, 1971) дает обнажение у шоссе близ оз. Кастелампи, южнее д. Хейнаваара. Здесь снизу вверх залегают следующие типы пород.

1. Плотный, зеленоватый, местами красноватый кварцит с примесью биотита и эпидота (1,5 м).

2. Тонкослоистая пачка пльчатых переслаивающихся пород, среди которых внизу преобладают серые кварциты, аверху - темно-серые, зеленоватые биотит-кварцевые сланцы (4 м).

3. Кварциты средне- и крупнозернистые (0,5 м).

4. Тонкослоистые зеленовато-серые сланцы с кварцитовыми прослоями в нижней части (4 м).

5. Темно-серые, тонкопльчатые биотитовые сланцы чередуются с прослоями тонкозернистых сланцев с почти незаметной слоистостью (12 м). По тонким жилкам в породах развивается микроклин.

6. Темные, зеленовато-серые тонкослоистые биотит-хлоритовые сланцы с мелкими кристаллами андалузита (17 м). В подошве этого горизонта расположен полуметровый слой светло-серого кварцита.

7. Розовый мелкозернистый биотитовый микроклинизированный кварцит (0,3 м), переходящий выше в хлорит-биотитовые зеленовато-серые тонкослоистые сланцы с сульфидами (5 м). Сланцы с поверхности часто покрыты гидроокислами железа, рассечены многочисленными мелкими жилками микроклина. В кварцитовых слоях встречаются линзовидные фрагменты черных графитистых сланцев.

Сравнение двух приведенных примеров строения единой полосы кварцитовых пород (Nykänen, 1968, 1971) с очевидностью показывает, что здесь присутствуют представители по крайней мере двух резко различных возрастных комплексов: лопийского, представленного кварцитами, биотитовыми кварцитами, биотит-хлоритовыми сланцами, черными сланцами, на которые наложены процессы гранитизации, связанные с микроклиновыми гранитами, и андалузитовый порфиروبластез, и ятулийского, в состав которого входят обызвесткованные элювиальные брекчии, песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники и другие образования, по степени метаморфизма не превышающие зеленосланцевой фации. Наличие в обломочном материале базальных слоев ятулия амфиболитов, гнейсов, мигматитов, кремнисто-карбонатных пород, полевошпатовых сланцев (типичные образования лопия) и микроклиновых гранитов, а в песчаниках — обломочных зерен андалузита свидетельствует о более молодом возрасте ятулийских пород района Киикхелисваара-Раатеваара.

В рассматриваемой части Финляндии, как и во многих других ее районах, мы сталкиваемся с ситуацией, когда в состав ятулия включаются образования совершенно различного возраста. Это заблуждение объясняется большим сходством типов пород, слагающих разрез лопийских и ятулийских отложений данной области (кварциты, породы основного состава, карбонаты, сланцы, углистые сланцы), которые без учета степени и проявлений метаморфизма, взаимоотношений с гранитоидами, детального анализа разрезов легко могут смешиваться, как это случается с сортавальскими и ятулийскими образованиями на советской территории. Но если в последнем случае имеются непосредственные взаимоотношения этих толщ (мыс Коркеаниemi, рис. 4), то на финской стороне соотношения лопийских и ятулийских образований осложняются крупным разломом, протягивающимся от массива гранитов рапакиви через оз. Малое Янисъярви, где в его зоне располагается мощное тело габбро-диабазов. Зона разлома отсекает синклиналь, сложенную ятулийскими породами в районе г. Вяртсиля и одноименного пос. на территории Финляндии, а затем вдоль кварцитовой полосы следует в район Коли, где вдоль нее наблюдаются интенсивно милонитизированные породы. Восточнее зоны разлома располагаются ятулийские, местами и лопийские кварцитовые породы, а западнее — лопийские толщи („морской“ ятулий или сортавальская серия) и налегающие на них ритмично-слоистые образования

ладожской серии с базальными конгломератами в основании.

Поскольку ритмичная слоистость, биотит-кварцевые и кварцево-биотитовые сланцы характерны в этом районе как для лопийских, так и для калевийских (ладожских) толщ, они, как правило, не разделяются. Можно, однако, с большим основанием утверждать, что там, где среди указанных пород встречаются графитистые сланцы с сульфидами и карбонатные породы, не говоря уже об амфиболитах и зеленых сланцах, мы имеем дело с лопием (сортавальской серией). Такие породы перекрываются флишеидными осадками ладожской серии, как правило, с конгломератами в основании. Эти конгломераты всегда отмечаются в ассоциации с указанными лопийскими образованиями.

Таким образом, на территории Финляндии пока не установлены прямые взаимоотношения между ятулийскими и ладожскими толщами. Имеющиеся многочисленные факты налегания ладожских ритмично-слоистых осадков с конгломератами в основании на существенно кварцитовые породы, отмечавшиеся еще Х. Вяккюреном (Väyrynen, 1959), и новые данные свидетельствуют лишь о трансгрессивном характере контакта и несогласии между ладожскими и лопийскими (сортавальскими) образованиями. Если обратиться к дальним корреляциям, как пытаются делать с ладожской и бесовецкой свитами (для чего кроме ритмичной слоистости нет оснований), то можно привести следующие данные.

В районе пос. Раутио-Юливиеска-Кангас в Западной Финляндии по материалам И. Салли (Salli, 1961, 1964) и личным наблюдениям К.И. Хейсканена установлен следующий разрез протерозойских образований (снизу вверх).

1. Кварцево-полевошпатовые, нередко тонкослоистые сланцы и аркозы.

2. Эффузивы основного состава, слоистые основные туфы, кислые лавы и туфы. Эта вулканогенная толща развита лишь на востоке района.

3. Конгломераты, переслаивающиеся с граувакковыми песчаниками. В галечном материале конгломератов преобладает кварц, хотя почти повсеместно присутствуют гальки кварцево-полевошпатовых сланцев. В восточной части района среди галек наблюдаются фрагменты различных основных пород предыдущего горизонта. Конгломераты прорываются жилами микроклиновых гранитов.

3. Биотит-кварцевые, кварцево-биотитовые тонко ритмично-слоистые сланцы, залегающие на конгломератах с постепенным переходом. Породы очень однообразны и крайне похожи на ладожские. В сланцах часто встречаются конкреции овальной формы существенно эпидотового состава.

4. Эффузивы андезит-базальтового состава, агломераты различной крупности, чередующиеся с кристаллокластическими и

мелкообломочными туфами. Породы этого горизонта удивительно похожи на образования сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса. Если конгломераты и граувакки этого разреза, пересекаемые микроклиновыми гранитами, параллелизовать с ладожской серией, то сходство вышележащего горизонта с сариолийскими образованиями дает веские основания считать ее древнее сариолия и тем более ятулия.

В подобных сопоставлениях можно пойти значительно дальше. В частности, широко распространенная на Кольском полуострове кейвская серия, породы которой имеют с ладожскими большое сходство (строение разреза, ритмичная слоистость, высокоглиноземистые разности и т. д.), по положению в разрезе протерозоя и определениям абсолютного возраста также очень близка ладожской серии. Толщи высокоглиноземистых пород кейвской серии залегают на осадочно-вулканогенных образованиях лебяжинской свиты и воронья-колмозеро и перекрываются толщами серии имандра-варзуга, сопоставляемыми с ятулием. Возраст метаморфизма пород кейвской серии, по данным калий-аргонового метода, оценивается в 1900–2000 млн. лет (Салоп, 1973), что очень близко к возрасту 1885 \pm 30 млн. лет, указанному выше для пород ладожской серии.

Рассмотрев многочисленные факты по геологическому строению Приладожья и сопредельных территорий Финляндии и ряд гипотез о взаимоотношениях толщ сортавальской, ладожской серии и ятулийских образований, включающих, по-видимому, все возможные варианты, мы приходим к выводу, что породы ятулия могут быть только моложе ладожских. Чтобы исключить двусмысленность толкования термина „ятулий“, которым в Финляндии обозначают существенно кварцевые отложения различного возраста, рассмотрим дополнительно некоторые особенности геологического строения национального заповедника Пюхятунтури в Южной Лапландии, посещавшегося К. И. Хейсканеном совместно с д-ром Ю. Пааккола в 1974 г.

На юго-восточном склоне горы Пюхятунтури в рассекающей ее долине и далее к северо-востоку наблюдается следующая последовательность пород.

1. Серицитовые серые горизонтально-слоистые кварциты с отдельными пологими косослоистыми сериями. Аналогичные кварциты южнее содержат овальные включения кордиерита. Слоистость кварцитов в рассматривавшихся крупных скальных выходах простирается на СВ 50° с падением слоев на СЗ 4–50°.

Перерыв 5 м.

2. Валунно-галечные конгломераты, содержащие обломки хорошо окатанного серого кварцита, изредка зеленых сланцев и микроклиновых гранитов. Выше размер обломков быстро уменьшается до галечного, в составе галек резко преобладает кварцит, появляются фрагменты черных и коричневых серицитовых сланцев. Цемент серицито-кварцевый с большим количест-

Основные характеристики этапов развития докембрия Карелии

Стратиграфия			Абсолют- ный воз- раст, млн. лет (ориен- тировочно)	Этапы тектони- ческого развития	Отложения	Вулканические комплексы	Вулканические формации	Формации гранитоидов		
Протерозой	Верх- ний	Гиперборей (рифей)	1650	Платформенный	Терригенные, кора вы- ветривания	Салминский	Габбро-периодит-ба- зальтовая, прото- трапповая	Рапакиви		
		Средний			Вепсий	Терригенные			Вепский	
					Суйсарий	Шунгито-кремнисто- карбонатно-туфовые			Суйсарский	
					Ятулий	Карбонатно-терриген- ные, кора выветри- вания			Заонежско- лижемский, ятулийский	
	Нижний	Сариолий	1750	Орогенные	поздний (до- платформен- ной активизации)	Вулканогенная моласса	Сариолийский	Андезит-базаль- товая	Селецкие мигма- тит-граниты	
		1850				ранний (оро- генной активизации)	Флиш, грубый флиш	Сумийский		Дациит-диабазито- вая (базаль- товая?)
		Сумий	2100		Протогеосинкли- нальный	Осадочно-вулканоген- ные, хемогенные, терригенные	Лопийские	Базальт-андезит дацит-диабазито- вая, базаль- товая		Рёбольские мигматит-гра- ниты
		Лопий								
	2600-2800			Догеосинкли- нальный	Осадочно-вулканоген- ные			Плагиограни- тоиды		
	Архей									

вом полевого шпата. Слоистость конгломерата вблизи подошвы простирается на СВ 50° и падает на СЗ $< 20^\circ$. Угловое несогласие с подстилающими кварцитами заметно и без измерений.

3. Конгломераты выше сменяются мощной (до 150–200 м) толщей крупнозернистых аркозовых песчаников, содержащих местами сланцевые обломки. В цементе много черного рудного минерала, образующего тонкие (1–2 мм) слои естественного шлиха.

4. Мелко- и среднезернистые серицитовые песчаники, преимущественно горизонтально-слоистые. В нижней их части наблюдается мелкая косая пучковидная слоистость, иногда перекрестная с рудным шлихом по слоям. Выше появляются зеленоватые и розоватые карбонатсодержащие кварцито-песчаники с обилием крупных (0,7–2 м), однонаправленных косослоистых серий, длина которых по простираению достигает 70–80 м (восточный склон горы Пюхятунтури почти полностью обнажен, что позволяет делать такие наблюдения). В разделяющих косослоистые серии горизонтально-слоистых пачках встречаются многочисленные знаки ряби. Мощность песчаников и кварцито-песчаников 200–300 м.

5. Слоистые едва зеленоватые и белые сливные кварциты слагают вершину горы.

Залегающая выше контакта толща имеет настолько характерные особенности разреза и состава пород, что без каких-либо сомнений может сопоставляться с разрезами нижнеятулийских образований Янгозерской и Мотко-Воломской структур в Карелии. Приведенный разрез убедительно свидетельствует о том, что на территории Финляндии существуют толщи кварцитов более древние, чем ятулий Карелии. В районе Пюхятунтури эти толщи ассоциируют с глиноземистыми гнейсами и основными эффузивами. И те и другие широко развиты в Лапландии, где они выделяются в составе лаппония, коррелируемого с ятулием Центральной и Юго-Восточной Финляндии.

Анализ вопросов стратиграфии, гипотез и геологических материалов позволяет, на наш взгляд, несколько детализировать принятую схему стратиграфии (Кратц и др., 1971) и связать ее с основными этапами тектонического развития докембрия Карелии (табл. 1), что дает основу для последующего анализа одного из них – орогенного периода развития Карельской геосинклинальной области и присущего ему вулканизма.

Прежде чем перейти к изложению данных по вулканическим комплексам, необходимо привести предварительную классификацию типов пород и оговорить применение некоторых терминов.

В геологической литературе по Карелии, например, широко используются такие понятия, как гранитные, зеленокаменные и полимиктовые конгломераты. Это объясняется желанием геологов дать уже в названии породы характеристику ее состава, однако часто количественное соотношение компонентов при

Т а б л и ц а 2

Классификация типов вулканогенно-осадочных пород

Группа	Подгруппа	Размерность			Хемотропные образования
		песчаная	псаммитовая	глинистая	
Осадочная		Глинистые, валунные, галечные конгломераты и брекчии	Гравелиты, песчаники, алевролиты	Аргиллиты, сланцы	Кремнистые, железистые и карбонатные породы
Пирокласто-осадочная (>20% осадочного материала)		Глинистые, валунные, галечные туфоконгломераты и туфобрекчии	Туфогравелит, туфопесчаник, туфалевролит	Туфосланец	
Эффузивно-пирокластическая	Осадочно-пирокластическая (<20% осадочного материала)	Глинистые, валунные, галечные ксеноконгломераты	Туфиты		Силициты
	Пирокластическая	Глинистый, валунный, галечный агломерат	Туфы		
Эффузивная	Лавокластическая	Лавобрекчия, кластолава			
	Лавовая	Пенистая лава, вариолит, миндалекаменная лава, массивная лава, шаровая лава и т.д.			

этом остается совершенно неопределенным, так как авторы, оценивая по-разному их содержание или значение, пользуются указанными терминами произвольно.

В последующем изложении в тех случаях, где нет необходимости подчеркивать наличие или отсутствие пирокластических компонентов, мы также будем использовать перечисленные выше термины в их собирательном смысле, придерживаясь правила, предложенного И. Н. Лобановым (1963): называть породу псефитового класса по типу ее преобладающего компонента, когда его содержание превышает 90% („гранитный“, „зеленокаменный“, „кварцевый“ и т.п. конгломерат или брекчия); во всех других случаях применять название „полимиктовый“.

При описании и диагностике вулканогенно-осадочных образований выявилась необходимость разработки терминологии для целого класса пород смешанного происхождения, появляющихся в ряду эффузивы-пирокласты-осадки. С этой целью была использована классификация вулканогенно-обломочных пород Е. Ф. Малеева (1963), в которую внесены некоторые изменения, связанные со спецификой изучаемых объектов, а именно:

- а) приняты по возможности однословные термины;
- б) использована литологическая шкала размерности;
- в) граница эффузивно-пирокластической и пирокласто-осадочной групп проводится по наличию 20% осадочного материала в связи с важностью установления даже небольшой его примеси;
- г) дополнительно введены хемогенные образования;
- д) вулкано-терригенные образования считаются обычными терригенными (независимо от состава исходной породы), в связи с чем термин „пирокластический“ не заменяется на „вулканокластический“;

е) все рассматриваемые типы пород, по Е. Ф. Малееву (1963), благодаря их метаморфизму могут диагностироваться как туфоиды, однако, поскольку степень метаморфизма их примерно одинакова, а также с целью подчеркивания первичных особенностей пород этот дополнительный термин не используется.

С учетом указанных изменений классификация типов вулканогенно-осадочных пород представлена в табл. 2. Содержание всех понятий соответствует принятым в вулканологии (Малеев, 1963), конкретная их характеристика дается в последующем изложении.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ
И СТРОЕНИЯ ОРОГЕННЫХ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В качестве орогенных, как уже указывалось, в данной работе рассматриваются два вулканогенно-осадочных комплекса: более древний, сумийский, и более молодой, сариолийский. Вулканические образования сумийского комплекса в современном эрозионном срезе устанавливаются с большой степенью достоверности лишь в одном районе Карелии – Летнеозерском (Шуезерском) синклинории. К этому же комплексу предположительно могут быть отнесены тела кварцевых порфиров Шомбозерско-Гайкольского синклинория и Панаярвинской структуры. Степень изученности всех этих объектов сравнительно невелика.

Сариолийский вулканогенно-осадочный комплекс (В. Негруца, 1971; Соколов и др., 1971) изучен значительно подробнее (В. Негруца, Т. Негруца, 1965; Т. Негруца, 1967; Сяницын, 1969; Проблемы..., 1972; Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1972, 1974; Голубев и др., 1973, 1974; Соколов, Галдобина, Хейсканен, 1973, 1975; Хейсканен, 1973, 1975; Галдобина и др., 1974; Хейсканен и др., 1975, и др.), что облегчает в данном случае составление сводки разрозненных результатов и выводов.

Сумийский вулканогенно-осадочный комплекс

Кварцевые порфиры и кератофиры, а также их в различной степени метаморфизованные аналоги широко развиты в восточном и северо-западном крыльях нижнепротерозойского обрамления Шуезерского синклинория, где они с перерывами прослеживаются от р. Летней на юге к озерам Маслозеро и Лежево, огибают северное замыкание синклинория и простираются в его северо-западном крыле на юг до оз. Косого. Эти порфировые породы под названием геллефлинтов и кварцевых порфиров впервые здесь отмечены Д. И. Щербаковым (1924). Позднее кварцевые порфиры изучались в этом районе Н. Г. Судовиковым (1934), который первоначально рассматривал их как краевую фацию постятулийских тунгудских гранодиоритов и микроклиновых гранитов, затем, описывая их как малые гипабиссальные интрузии, указал на более молодой возраст развитых по соседству зеле-

нокаменных туфобрекчий. Аналогичным образом В. М. Тимофеев (1935) считал, что рассматриваемые кислые породы связаны с постятулийскими гранитоидами.

Л. Я. Харитонов (1938, 1941), разделяя протерозойские образования Карелии на сегозерскую и онежскую (более молодую) серии, относил жильные кварцевые порфиры к первой из них и считал, что они генетически связаны с постсегозерскими гранитами, выделенными им в отдельных районах. Кварцевые порфиры района озер Косозеро и Шуезеро Л. Я. Харитонов считал постонежскими.

В Северной Карелии (оз. Панаярви) кварцевые порфиры впервые отмечались В. Хакманом и В. Вилкманом (Hakman, Wilkman 1929), которые определили их возраст как докалевийский и связывали их происхождение с гранитами Нуорунен, имеющими близкий химический состав и содержащими характерный для порфиров голубой кварц.

М. А. Гилярова (1948, 1949) помимо карельской формации выделила в докембрии Карелии самостоятельную преимущественно сланцевую докарельскую формацию, отделенную от первой эпохой диастрофизма и несогласием. Кварцевые порфиры и керастофиры являются, по мнению М. А. Гиляровой, наиболее молодым членом докарельской формации, в сланцевых толщах которой они залегают в виде интрузивных пластов, лакколитообразных тел и реже в виде секущих интрузий. Проведенное М. А. Гиляровой (1957) исследование этих кислых пород до настоящего времени остается одним из наиболее детальных, их описание, данные о взаимоотношениях с окружающими докарельскими толщами, характеристика явлений метасоматоза и метаморфизма используются в данной работе в полной мере.

Мнения исследователей порфировых пород разделились в вопросе об их генетической природе: Н. Г. Судовиков (1934) и М. А. Гилярова (1957) считали их гипабиссальными интрузивными образованиями, тогда как Л. Я. Харитонов (1966) и В. В. Сиваев (1966) интерпретировали те же образования как чередующиеся лавы и туфы кислого состава. По К. О. Кратцу (1963), в толще кислых лав имеются и маломощные дайковые тела.

Генетические вопросы, так же как и многие другие, существенно прояснились в 1964–1969 гг. в ходе производственных (Сиваев, 1968) и особенно научных (Пекки, Кулмала, 1971) работ по изучению порфировых пород кислого состава в связи с перспективами их промышленного использования в качестве керамического сырья. Сотрудники Института геологии Карельского филиала АН СССР А. С. Пекки и Т. К. Кулмала (1971) провели большую работу по уточнению районов развития кислых порфиров в пределах Шуезерского синклинория, дали их общее, а по отдельным районам и детальное описание, разделив все породы на субвулканические, лавовые и туфовые разности, характеризующиеся своим составом и структурно-текстурными

особенностями. Впервые отмеченные А.С. Пёкки и Т.К. Кулмала обломочные образования, наблюдавшиеся в ряде пунктов западного и восточного контактов полосы развития кислых вулканитов, отнесены ими к сариолию, хотя в настоящее время есть основания считать некоторые из них базальными для сумия этого района.

В районе озер Маслозеро-Лежево картирование и изучение кислых вулканитов проводили также В.И. Робонен, В.И. Коросов и М.А. Елисеев (1974) в связи с изучением состава и распространения нижнепротерозойских образований. Эти исследователи сочли возможным расширить границы сумия, включив в его состав полностью выделенные здесь ранее (Перевозчикова, 1957; Кратц, 1958) тунгудско-надвоинские и пебозерские толщи. По их мнению, кварцевые порфиры залегают согласно с подстилающими и перекрывающими зеленокаменными породами.

Как уже указывалось выше, в ряде пунктов полосы распространения кварцевых порфиров с ними ассоциируют маломощные пачки обломочных пород. Один из участков их развития расположен на восточном берегу оз. Нижнее Пайозеро, где конгломератовые образования впервые отмечены А.С. Пёкки и Т.К. Кулмала (1971). В пределах участка (рис. 6, см. вкл.) от озера на восток устанавливается следующий разрез (снизу вверх).

1. Сильно рассланцованные биотит-хлорит-серицит-кварцевые сланцы зеленовато-серого цвета с редкими зернами голубого кварца, неотчетливо слоистые. Слоистость выражена в наличии несколько более светлых полевошпато-кварцевых и более темных слюдистых прослоев разной мощности. Изредка наблюдаются маломощные прослои (разлинзованные гальки?) светлых эпидотовых кварцитов. В сланцах повсеместно присутствует значительная примесь карбоната. В отдельных прослоях он составляет более 50% породы. Среди сланцев редко разбросаны сильно разлинзованные гальки плагиогранитов, кварцитов и кварца размером до 5-6 см, редко до 20 см длиной. Слоистость простирается на СЗ 340° и падает на СВ $<85^{\circ}$, совпадая со сланцеватостью. Мощность 30 м.

2. Галечно-гравийные полимиктовые конгломератовые породы. Более грубообломочные (до валунных) разности сосредоточены в нижней части, породы гравелитовой размерности с редкими более крупными фрагментами слагают верхнюю часть горизонта. Среди грубообломочного материала различаются плагиограниты, зеленые сланцы, кварцито-песчаники, кварцевые порфиры с голубым кварцем, кварцевые гальки. Фрагменты зеленых сланцев имеют сильно вытянутую овальную форму, вдоль которой ориентирована присущая им слоистость. Овальные и овально-вытянутые гальки кварцито-песчаников привлекают внимание благодаря своеобразной ориентировке четко видимой в них градиционной слоистости, расположенной под углом $30-40^{\circ}$ к длинной оси гальки. В верхней части горизон-

та встречены отдельные уплощенные зональные обломки кварцевого порфира.

В нижней части горизонта располагается прослеженный по простиранию на 30 м прослой кварцито-песчаника, идентичного упоминавшемуся в гальках. Прослой имеет ровные четкие границы с окружающими породами, переменную мощность (0.3–1.2 м) и представляет собой одну косослоистую серию, прямые слойки которой хорошо различаются по зернистости и менее по цвету (примесь слюдистых минералов). Сравнение породы этого прослоя и галек кварцито-песчаников с „диагональным” расположением слоистости показывает их полное сходство, что дает основание предполагать образование вторых за счет разрушения первых. Наличие в цементе пород возрастающего количества голубого кварца, зональность отдельных обломков кварцевых порфиров свидетельствуют о присутствии туфогенного материала в породах горизонта, а следовательно, и об условиях, в которых была возможна быстрая литификация псаммитовых косослоистых (по-видимому, туфогенных) пород, а затем и попадание их в галечный материал. В пользу этого вывода говорит и наличие в породе обломков слюдисто-полевошпато-кварцевого состава, в шлифах не отличающегося от цемента пород.

Мощность горизонта составляет около 50 м.

3. Ритмичное переслаивание слюдистых полевошпато-кварцевых пород псаммито-гравелитовой размерности с редко разбросанными обломками гранитов, зеленых сланцев и кварцевых порфиров и мелко-и тонкозернистых пород того же состава, не содержащих более крупных фрагментов. Мощность ритмов в нижней части горизонта достигает 7–8 м, в верхней – значительно меньше.

По простиранию горизонта наблюдаются довольно быстрые изменения состава пород и их размерности. В северо-западном направлении, по-видимому, весь горизонт по простиранию замещается кварцевым порфиром. Мощность горизонта 20 м.

Верхняя часть горизонта, представляющая особый интерес в связи с налеганием на него кварцевых порфиров, имеет следующее строение (снизу вверх):

а) пласт метровой мощности зеленовато-серых и серых ожелезненных пород песчаной размерности, мощность слоев которых изменяется от 2–3 см внизу до 1–2 см в средней части и до микрослоистости в кровле пласта;

б) ритмично построенный пласт мощностью 1.4 м, в котором мелкогалечные и гравелитовые разности залегают внизу и выше сменяются породами песчаной размерности; в обломках присутствуют кислые порфиры, реже зеленые сланцы, кварцито-видные и кварцевые породы; встречаются линзовидные участки мелкозернистой туфогенной породы;

в) пласт мощностью 2.2 м сложен в подошве грубо-обломочной породой (0.8 м), сменяющейся выше чередующимися

линзовидными прослоями пород гравелитовой и грубозернистой размерности; в конгломератах подошвы преобладают фрагменты порфиров и сланцев, встречаются хорошо окатанные гранитные гальки; слоистость и сланцеватость СЗ 340°, падение на СВ < 85°.

Еще выше располагаются лавобрекчии (туфобрекчии) кварцевых порфиров, сменяющиеся далее к востоку массивными разностями. Лавобрекчии состоят из уплощенных, нередко прогнутых участков кварцевого порфира мощностью до 0,3–0,5 м и видимой длиной нередко более 4 м, налегающих друг на друга непосредственно или отделенных цементирующей массой. Латеральные окончания этих фрагментов, ориентированных параллельно слоистости подстилающих пород, имеют зубчатые контуры. Такими же „зубцами“, параллельными сланцеватости, только более редкими, характеризуются подошва и кровля участков (рис. 7), которые сложены порфировой породой. В породе овальные вкрапленники кварца и овальные, реже таблитчатые вкрапленники полевого шпата заключены в тонкозернистую полевошпато-кварцевую массу с реликтами флюидальной текстуры, распознаваемой по полосчатому распределению более тонкозернистых или более обогащенных рудными минералами разностей.

Цементирующая масса лавобрекчий сложена мелко- или тонкозернистой однородной полевошпато-кварцевой породой с линзовидными обломками микрозернистого кварца и существенно серицитовой породы (по стеклу). В этой массе заметную долю составляют карбонат и железистые окислы. В небольших „жилках“ между фрагментами порфиров цементирующая масса имеет кремнистый облик и по составу может быть определена как известковистый силицит.

Выше по разрезу залегают кварцевые порфиры, аналогичные отмеченным.

Взаимоотношения обломочных пород с зеленокаменными толщами, широко развитыми западнее рассматриваемого участка, не наблюдаются, однако на западном побережье оз. Нижнее Пайозеро имеется несколько обнажений, проливающих свет на условия залегания последних. В частности, несмотря на высокую степень метаморфизма и рассланцевания пород, удается установить, что породы диабазового состава одного из потоков зеленокаменной толщи по направлению к востоку сменяются лавобрекчией и агломератом. Это свидетельствует о восточном направлении кровли древнего потока и, следовательно, падении включающей его толщи под описанные выше обломочные образования.

Таким образом, в разрезе наблюдается переход от обломочных образований, в составе которых встречается зеленокаменный материал подстилающих пород, к все более туфогенным по составу образованиям верхней части разреза, где эти породы имеют переходы к лавовым разностям по простиранию.

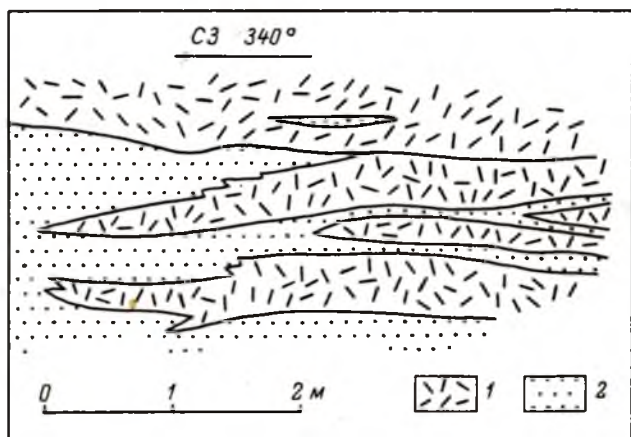


Рис. 7. Лавобрекчия кварцевых порфиров на восточном берегу оз. Нижнее Пайозеро.

1 - кварцевый порфир; 2 - цементирующий материал.

При изучении данного разреза впервые установлено, что голубой кварц, слагающий вкрапленники, может дать некоторые сведения о происхождении пород. Под микроскопом в боковом отраженном свете видно, что голубой цвет кварцу придают мельчайшие иглы (0,001–0,003 мм) неизвестного минерала (по интерференционной окраске и повышенному содержанию титана в кварце – рутил). Эти иглы имеют, по-видимому, несколько предпочтительных ориентировок, нередко составляющих между собой углы, кратные 60° . Ориентировка иголок в разных зернах кварца различна и не согласуется с направлением сланцеватости. Распределение иголок таково, что по интенсивности голубой окраски, видимой при умеренных увеличениях (10–20), в боковом отраженном свете во многих кварцевых вкрапленниках порфиров видна зональность. Наиболее полная зональность во вкрапленниках лавовых пород представляет собой одну или несколько концентрических голубых каемок. Каемки во вкрапленниках, подвергшихся оплавлению, не согласуются с полученными вторичными контурами зерен, они явно образовались раньше. Нередко зональность во вкрапленниках имеет нарушения типа „трещин“ или „брекчирования“ на фоне монокристаллической массы вкрапленника. Изредка в кварцевых вкрапленниках наблюдаются реликты более крупной концентрической зональности.

Все сказанное убеждает нас в том, что открытая особенность распределения голубого цвета в кварцевых вкрапленниках

обусловлена какими-то процессами в магматическом расплаве, предшествовавшими оплавлению вкрапленников и излиянию магмы на поверхность.

В туфогенных и обломочных породах, связанных с кварцевыми порфирами, зональные зерна голубого кварца встречаются тем чаще, чем больше туфогенной примеси порода содержит. В обломочных кварцевых зернах обычно наблюдаются лишь фрагменты концентрически зональных структур. Вторичный кварц обломочных пород и порфиров, равно как и кварц из галек, ни голубого цвета, ни игольчатого минерала не обнаруживает.

Отметим, что в шлифах селецких интрузивных гранитов, любезно представленных Л. П. Свириденко, в которых, как известно, голубой кварц наблюдается часто, природа голубого цвета оказалась той же. Здесь также кварц содержит иголки голубого цвета. Более того, независимо от конфигурации монокристаллических зерен кварца в них нередко видны концентрические зональные участки — до двух и трех в одном и том же зерне. Иногда концентрическая зональность таких участков имеет нарушения, не отражающиеся в кристаллической структуре вмещающего их зерна.

Результаты наблюдений, таким образом, показывают, что зональность голубого кварца имеет единый механизм образования для интрузивных селецких гранитов и кислых суммийских эффузивов. Это, возможно, свидетельствует также и о генетических связях между ними.

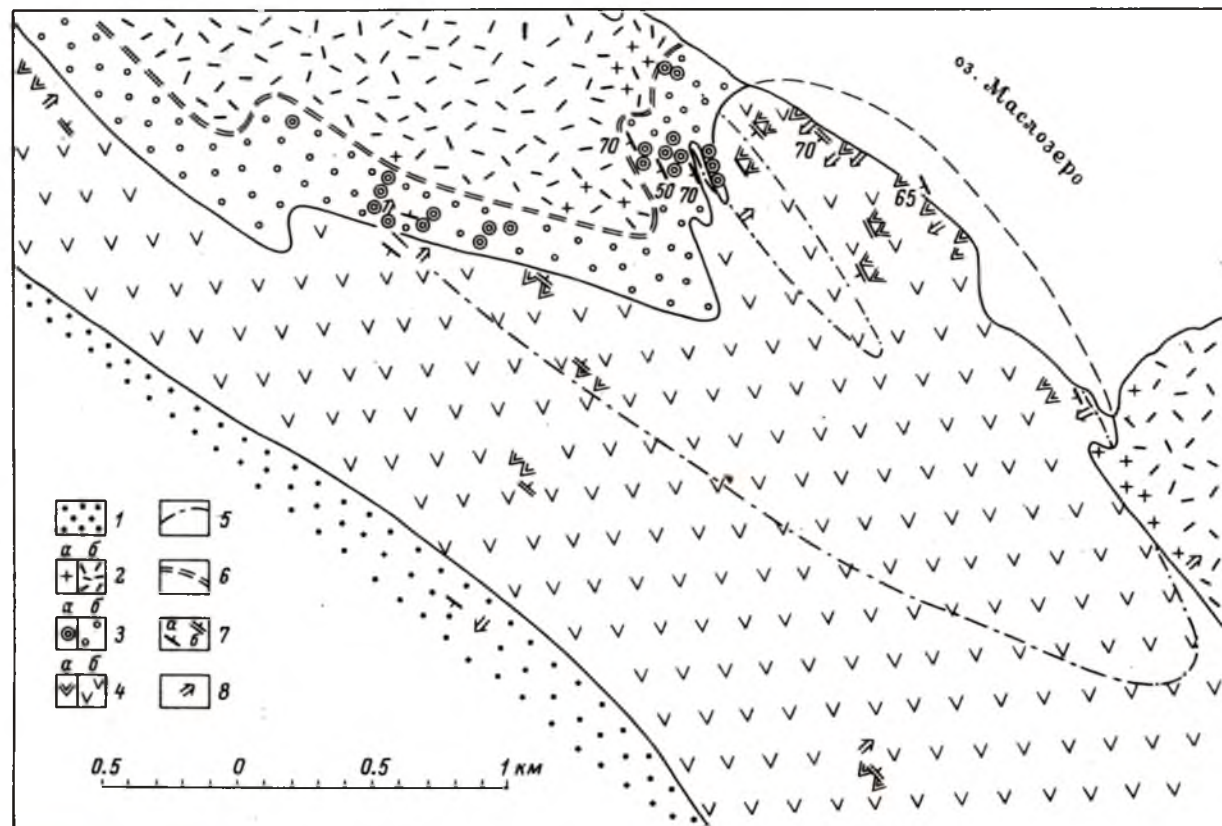
Описанные конгломератовые породы впервые отмечались А. С. Пекки и Т. К. Кулмала (1971), которые определили их как сариолийские конгломераты, принимая лавобрекчии порфиров за кору выветривания в основании конгломератов. По этому поводу можно заметить следующее.

1. Кора выветривания (предъятулийская) наблюдается в подошве ятулия на всех более древних, в том числе и сариолийских образованиях (Соколов и др., 1970).

2. В разрезе конгломератовых пород района оз. Нижнее Пайозеро степень выветрелости пород по сравнению с типичными корами выветривания (Соколов и др., 1970) незначительна и не наблюдается сколько-нибудь заметной тенденции к ее усилению.

3. В пределах Шуэзерского синклинория имеется пример предъятулийской коры выветривания на кварцевых порфирах (севернее оз. Ватулма), верхний горизонт которой сложен серицитовым сланцем с реликтовыми кварцевыми вкрапленниками. Полевые шпаты нацело серицитизированы, в породе повышено содержание глинозема (Проблемы ..., 1972). Эти признаки отсутствуют в обломочных образованиях района оз. Нижнее Пайозеро.

Учитывая элементы залегания слоистости обломочных пород, а также явно наблюдающуюся в них ритмичность, указывающую, что порфиры залегают выше в разрезе, можно сделать вывод, что конгломераты и туфогенные породы данного



участка представляют собой базальные образования вулканогенно-осадочного комплекса кислого состава, залегающего на зеленокаменных породах.

Кроме рассмотренных обломочные образования в западном контакте полосы развития кислых вулканитов встречены на юго-западном побережье оз. Маслозеро, в д. Пертозеро, западнее д. Ноттоварака. Все они очень похожи на конгломераты оз. Нижнее Пайозеро, содержат преобладающие обломки кварцевых порфиров, изредка фрагменты плагиогранитов и в разной степени измененных диабазов. Среди обломочных образований встречаются разности песчаной размерности, участвующие изредка в строении элементов ритмичной слоистости. Западнее д. Ноттоварака среди обломков отмечаются пластично деформированные „хвостатые” фрагменты, дающие основание предполагать не только туфогенную, но, возможно, игнимбритовую природу содержащих их отложений.

На южном побережье оз. Маслозеро обломочные породы, содержащие обильные гальки кварцевых порфиров, впервые найдены А.С. Пекки и Т.К. Кулмала. Впоследствии и их выходы изучались В.И. Робоненом, В.И. Коросовым и М.А. Елисеевым (1974), которые также присоединились к мнению о сариолийском возрасте конгломератовых пород.

При изучении данного участка нам удалось найти новые обнажения обломочных образований и получить сведения о взаимоотношениях развитых здесь толщ. На рис. 8, составленном по материалам маршрутных наблюдений, картирования нескольких детальных участков, дешифрирования аэрофотоснимков и аэромагнитных схем, отчетливо устанавливается, что кварцевые порфиры, смятые вместе с обломочными образованиями в подошве в открытые синклинальные складки, резко несогласно налегают на породы зеленокаменной толщи, представленные чередующимися

Рис. 8. Схема геологического строения юго-западного побережья оз. Маслозеро (северо-восточное крыло Шуезерского синклинория).

1 - конгломераты и песчаники ятулия; 2 - обнажения (а) и предполагаемое распространение кварцевых порфиров (б); 3 - обнажения (а) и распространение обломочных образований, связанных с кварцевыми порфирами (б); 4 - обнажения (а) и распространение диабазов зеленокаменной толщи (б); 5 - прослойки песчаников среди диабазов; 6 - зона перехода от обломочных образований к кварцевым порфирам; 7 - элементы залегания слоистости или границ лавовых потоков (а) и пластовой отдельности (б); 8 - направление кровли, установленное по ритмичной и косой слоистости в обломочных породах или по асимметрии лавовых потоков в диабазах.

лавовыми потоками диабазов, среди которых встречаются отдельные горизонты полевошпато-кварцевых горизонтально- и косослоистых песчаников. Изучение условий залегания потоков диабазов, определения направления кровли в лавовых потоках и косослоистых песчаниках показали, что породы зеленокаменной толщи образуют в данном районе довольно сжатую открытую синклиналиную складку с размахом крыльев около 1 км, ось которой сравнительно полого погружается в северо-западном направлении. Северо-западная часть этой складки и ее северо-восточное крыло перекрыты толщей кварцевых порфиров. В пределах схемы устанавливается, что кварцевые порфиры образуют пологие широкие сообщающиеся синклинали северо-восточного простираения, осложненные серией узких сжатых складок северо-западного направления. Обломочные образования прослеживаются вдоль контакта этих толщ и, следовательно, расположены в основании кварцевых порфиров.

Таким образом, на южном побережье оз. Маслозеро наблюдается несогласное налегание толщи кислых эффузивов на зеленокаменные породы, которые ранее (Рубонен и др., 1974) считались более молодыми.

В д. Пертозеро взаимоотношения зеленокаменной толщи и кислых вулканитов из-за условий обнаженности не так отчетливы. Развитые на восточной окраине деревни кварцевые порфиры западнее сменяются слоистыми туфоконгломератами с обломками преимущественно кварцевых порфиров. Слоистость имеет северо-западное простираение и падает на северо-восток под углом 80° в направлении кварцевых порфиров. Вся полоса кварцевых порфиров восточнее д. Пертозеро имеет северо-западное простираение.

В 80–100 м западнее и северо-западнее в многочисленных обнажениях на побережье оз. Пертозеро наблюдаются зеленокаменные породы, представленные здесь шаровыми лавами, лавобрекчиями и реже массивными разностями. По смене типов пород в разрезе зеленокаменной толщи можно выделить несколько лавовых потоков, имеющих в целом субширотное простираение и падение в южном направлении под углом около 40° . Контактные поверхности потоков смяты в мелкие сжатые до изоклинальных складки, оси которых параллельно с линейностью погружаются также в южном направлении.

Учитывая изложенное, следует сделать вывод о несогласном налегании толщи кварцевых порфиров и туфоконгломератов на расположенные западнее лавовые образования зеленокаменной толщи.

Сравнивая конгломератовые образования, развитые южнее д. Маслозеро, с ранее описанными в районе оз. Нижнее Пайозеро, легко заметить очень большое между ними сходство, вплоть до наличия косослоистых туфогенных песчаников. Вероятнее всего, и эти породы являются базальными для комплекса кислых

вулканитов и обломочных образований. Принимая во внимание, что указанные обломочные образования встречены в западном контакте полосы развития кислых вулканитов в рассмотренных крайних ее пунктах (оз. Маслозеро, оз. Нижнее Пайозеро), а также и между ними (д. Ноттоварака), можно сделать вывод о их значительном распространении.

Западный контакт кислых вулканитов кроме этих пунктов описан в районе месторождения Розаламби (Пекки, Кулмала, 1971). Здесь отмечаются сланцеватые метадиабазы, переходящие восточнее в зеленовато-серые тонко переслаивающиеся кварц-полевошпатовые и биотит-амфибол-кварц-полевошпатовые сланцы. Слоистость простирается на СВ $340-345^{\circ}$, падение близко к вертикальному. Еще восточнее указанные сланцы сменяются буровато-серыми рассланцованными породами с вкрапленниками голубого кварца. Юго-восточнее на 200 м слоистость в них падает на северо-восток под углом 65° .

Таким образом, в данном случае кварцевые порфиры контактируют с зеленокаменной толщей при посредстве сланцевых образований без каких-либо грубообломочных разностей. В связи с плохой обнаженностью несогласия не установлено, хотя приведенные элементы залегания говорят о его возможности. Наблюдения А.С. Пекки и Т.К. Кулмала (1971) в пределах месторождения Розаламби привели их к выводу, что в западном крыле кислые вулканиты обычно падают на восток, а в восточном — на запад. В целом это может свидетельствовать о синклинальном строении полосы развития кварцевых порфиров.

В зоне восточного контакта полосы кислых вулканитов (восточного крыла Шуезерского синклинория) обломочные породы встречены только в районе озер Лежево-Маслозеро (Робонен и др., 1974), где они также были определены как сариолийские.

В наблюдавшихся нами конгломератах, развитых к северо-западу от д. Лежево в непосредственной близости к выходам кварцевых порфиров, в полевошпато-кварцевом слюдистом цементе заключены различные фрагменты серицит-кварцевых, кварцево-полевошпатовых, зеленых сланцев, кварцитовидных пород, плагиогранитов, диабазов и кварцевых порфиров. По составу, текстурным особенностям породы очень похожи на нижнепайозерские, что позволяет предполагать их принадлежность к выделенному здесь сумийскому комплексу.

При отсутствии четко видимых взаимоотношений с окружающими породами трудно определить стратиграфическое положение любого объекта, в том числе и грубообломочных пород. К числу косвенных аргументов, противоречащих сариолийскому возрасту рассматриваемых образований, можно отнести следующие.

1. Во всех четырех участках, где развиты обломочные образования типа нижнепайозерских, их структурное положение

определяется конфигурацией восточного контакта кварцевых порфиров без какого-либо ее изменения в связи с „наложением“ более „молодых“ конгломератовых пород. Это справедливо и тогда, когда вблизи с конгломератами в порфировых породах наблюдается слоистость, параллельная их контакту с конгломератами. С другой стороны, данные конгломераты могут налегать на различные части разреза подстилающих образований: то на эффузивы „нижних основных вулканитов“, то на „толщу нижних кислых пирокластов“ (Робонен и др., 1974).

2. Рассматриваемые конгломераты не содержат эффузивного материала андезит-базальтового состава, так же как и плагио-микроклиновых или микроклиновых разностей гранитоидов. В то же время достоверно сариолийские обломочные образования западного крыла Шуэзерского синклинория, как и всюду в Карелии, содержат их в больших количествах.

Следует отметить, что в данном районе с сариолийскими конгломератами могут смешиваться лавобрекчии, агломераты и туфоконгломераты, чередующиеся с диабазовыми лавовыми потоками верхней части „нижних основных вулканитов“ (по Робонену и др., 1974). В туфоконгломератах весьма обычны гальки плагиогранитоидов, но отсутствуют обломки кварцевых порфиров. Северо-западнее д. Лежево площадь распространения „сариолийских“ конгломератов цитированными авторами преувеличена именно по этой причине.

Рассмотрев контактовые зоны полосы распространения кварцевых порфиров восточного крыла Шуэзерского синклинория, нельзя не признать, что развитые здесь обломочные породы имеют в значительной мере туфогенное происхождение и с большой степенью уверенности могут считаться базальными для вышележащей толщи кварцевых порфиров.

Строение толщи кварцевых порфиров в общих чертах изучалось М. А. Гиляровой (1957), А. С. Пекки и Т. К. Кулмала (1971) и В. И. Робоненом с коллегами (1974). Закономерности строения их разреза пока не изучены, поэтому ниже приводится краткая характеристика отмечавшихся типов пород, главным образом по сведениям упомянутых геологов.

По мнению А. С. Пекки и Т. К. Кулмала, все порфировые породы с вкрапленниками голубого кварца разделяются на жильные и пластовые. Кроме того, они допускают деление на сланцы, слабо рассланцованные или массивные кварцевые порфиры и рассланцованные брекчиевидные породы.

Жильные кварцевые порфиры залегают в виде даек или ветвящихся жил среди прочих порфировых пород. Наибольшее их количество установлено на участке Розаламби, где один из массивов, сложенных порфирами, достигает размера $250 \times 600 \text{ м}^2$. В других районах отмечаются маломощные одиночные жилы.

В жильных кварцевых порфирах на фоне тонкозернистой основной массы присутствуют овальные вкрап-

ленники кварца и идиоморфные зерна калиевого полевого шпата.

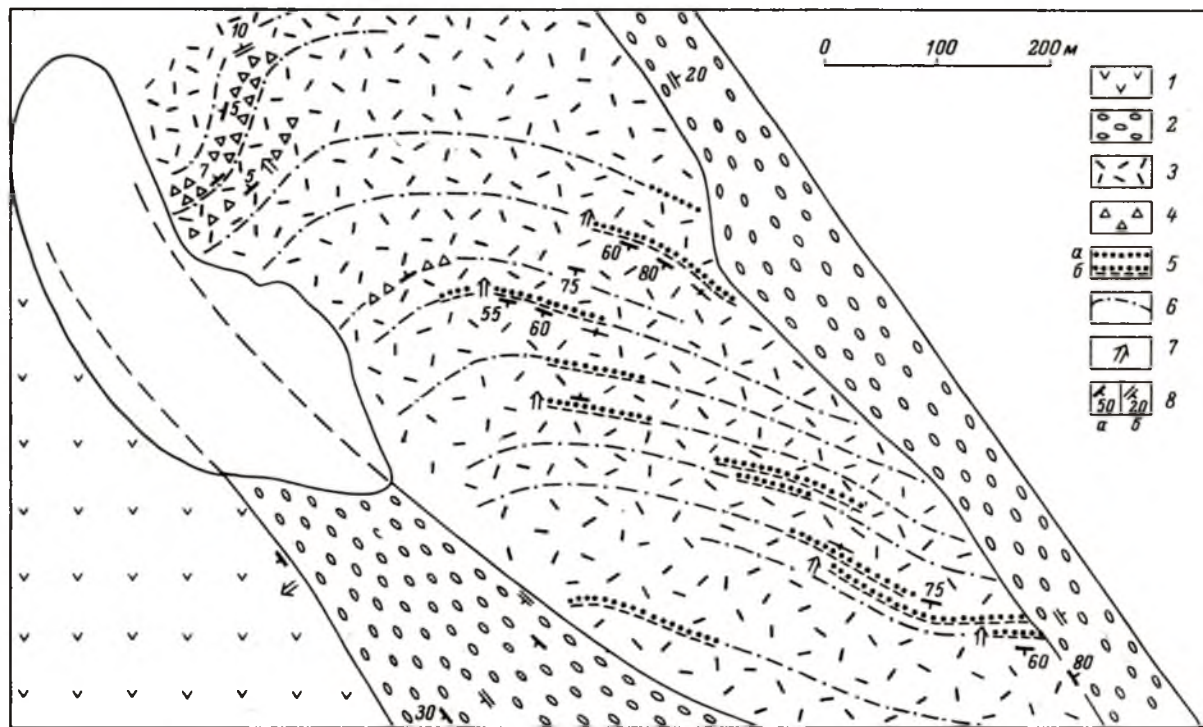
Сланцы темно-бурого, зеленовато-серого цвета чаще встречаются в контактовых зонах полосы кислых пород. Они также содержат вкрапленники голубого кварца и полевого шпата, которые в сильно рассланцованных разностях могут быть деформированы, расколоты или разлинзованы. В сланцах иногда отмечается реликтовая слоистость, наблюдение над залеганием которой дает основание предполагать синклинальное строение полосы кислых пород на участке Розаламби. На восточной окраине этого участка А.С. Пекки и Т.К. Кулмала среди сланцев отмечают горизонт мощностью 0,2–0,8 м конгломератоподобных пород с овальными включениями лейкократового порфира, интересными ими как лапилли.

В целом рассматриваемые сланцы определяются цитируемыми авторами как первично туфовые породы, что, по-видимому, нередко отвечает истине. Однако в отдельных случаях (озера Пайозеро, Косое) аналогичные рассланцованные породы имеют явные признаки лавового происхождения. В отдельных пунктах „слоистость“ сланцевых пород смята в локальные складки, напоминающие оползневые текстуры осадочных пород. Возможно, что это текстуры течения, аналогичные крупномасштабной флюидалности.

Темно-серые, до черных, слабо рассланцованные кварцевые порфиры имеют меньшее распространение, встречаются в виде пластовых тел, чередующихся иногда со сланцами. Изредка отмечаются ксенолиты сланцев. Местами в них наблюдаются реликты флюидалных текстур.

С темно-серыми кварцевыми порфирами в отдельных пунктах ассоциируют пласты рассланцованных брекчий, в которых обломочный и цементирующий материал представлен почти одинаковым кварцевым порфиром. Эти образования А.С. Пекки и Т.К. Кулмала определяют как лавокластические.

Внутреннее строение толщи кварцевых порфиров и их взаимоотношения с сариолийскими образованиями достаточно детально пока наблюдались нами лишь в юго-западном крыле Шуезерского синклинория западнее оз. Косого. В ядре Косозерско-Вотулминской антиклинали, крылья которой сложены ятулийскими кварцито-песчаниками, обнажаются полимиктовые конгломераты и диабазы сариолия и кварцевые порфиры, относимые нами к сумию. При детальном картировании участка (рис. 9) установлено, что кварцевые порфиры слагают здесь ядро небольшой довольно пологой антиклинали, погружающейся к юго-востоку, а на северо-западе перекрытой субшироко простирающимися ятулийскими кварцито-песчаниками. Крылья антиклинали сложены зеленокаменной обломочной породой, которая при ближайшем изучении обнаруживает все особенности агломерата, содержащего единичные обломки кварцевых порфиров. В юго-



восточном направлении перекрывающие агломерат лавовые диабазы выклиниваются, а агломерат фациально сменяется ксеноагломератами и туфоконгломератами. Последние изобилуют окатанными фрагментами кварцевых порфиров.

Кварцевые порфиры, слагающие ядро структуры, при детальном изучении оказались далеко не однородны. Преобладающим типом пород среди них являются порфиры, брекчированные в разной степени: от мелкообломочных до валунных и глыбовых разностей с различным количеством цементирующего материала. Часто встречаются „расслоенные“ разности, в которых иногда наблюдаются признаки деформации в вязком состоянии. С „расслоенными“ разностями, как правило, ассоциируют стратифицированные горизонты порфиров, содержащих множество округлых окремненных обособлений (обычно имеющих кварцевое ядро) — сферолоидов, ранее в Карелии и, по-видимому, в пределах всего Балтийского щита не отмечавшихся.

Брекчированные разности в северо-восточной части участка содержат горизонты слоистых туфоконгломератов и туфобрекчий с обломками кварцевых порфиров, туфогравелитов и туфопесчаников. В единичных случаях в них наблюдается косая и ритмичная слоистость, позволяющая устанавливать направление кровли пластов.

Картирование стратифицированных горизонтов позволило выявить внутреннюю сложную структуру толщи кварцевых порфиров, имеющих субширотное простираие и опрокинутое залегание на большей части участка. В этих условиях нормальные (не тектонизированные) контакты толщи с агломератами как на северо-востоке, так и на юго-западе участка должны определяться как резко несогласные. Непосредственный контакт этих толщ в юго-восточном углу участка, наблюдающийся на протяжении около 20 м и срезающий два горизонта сферолоидов и сопряженных с ними „расслоенных“ порфиров, окончательно удостоверяет наличие несогласия.

Рис. 9. Схема геологического строения участка западного побережья оз. Косозеро.

1 — эффузивные диабазы; 2 — агломераты и туфоконгломераты; 3 — первичные трещиноватые и брекчированные кварцевые порфиры; 4 — туфобрекчии кварцевых порфиров, туфогравелиты, туфопесчаники; 5 — установленные горизонты сферолоидов (а) и сопряженных с ними „расслоенных“ кварцевых порфиров (б); 6 — предполагаемые стратифицированные горизонты; 7 — направление кровли; 8 — элементы залегания стратифицированных горизонтов (а) и пластовой отдельности (б).

Изучение данного участка дает сведения и о генетических особенностях толщи кислых вулканитов. В частности, основным элементом ее строения является отмеченное в 10 горизонтах сочетание „расслоенных” разностей с порфирами, содержащими сферолоиды. Сферолоиды овальной и округлой формы 3–5 см в диаметре (редко до 8–10 см), располагающиеся в 3–10 см друг от друга, наблюдаются или в однородных изолированных „слоях”, мощностью 0,5–3 м, или в более мелких (до 5–10 см) „слойках”, разделенных порфиром, не содержащим обособлений, мощностью 2–10 см. Эти мелкие „слойки” группируются в горизонты примерно той же мощности, что и однородные слои.

В южном направлении все горизонты со сферолоидами непосредственно и без каких-либо отчетливых границ сменяются кварцевыми порфирами, разделенными линзовидными тонкими (менее 1 см) обособлениями эпидотизированного порфира, выщелоченного на поверхности в некое подобие „слойков” мощностью 5–10 см. Местами пачки слойков имеют локальные пльйки или складки. Изредка в ядрах таких мелких складок наблюдается брекчирование „слойков” вплоть до образования брекчии, сцементированной эпидотизированным кварцевым порфиром. Текстурные особенности этого типа пород позволяют сделать вывод об их образовании в процессе вязкого течения кислого лавового материала.

Южнее расслоенные разности быстро и постепенно сменяются брекчированным порфиром. Горизонты сферолоидов к северу также сменяются ими. В брекчированных разностях обломки цементируются силицитом или тонкозернистым кварцем.

Таким образом, в разрезе толщи кислых вулканитов многократно повторяется такая последовательность типов пород: брекчированный порфир–„расслоенный” порфир–порфир, содержащий сферолоиды,–брекчированный порфир. Поскольку сферолоиды имеют ядро, заполненное более поздним кварцем, и по механизму образования, следовательно, близки к миндалинам, то можно достаточно уверенно предполагать, что приведенная последовательность отражает смену типов пород в разрезе лавового потока кварцевых порфиров. Согласованное залегание всех горизонтов и их единообразное строение подтверждают такой вывод.

В западном направлении верхние потоки сменяются брекчиевыми лавами и туфобрекчиями, иллюстрируя невыдержанность потоков по простираию. В восточном направлении срезание опрокинутых потоков поверхностью контакта с сариолийскими агломератами опровергает возможные гипотезы об экструзивной природе изученного тела кислых вулканитов.

Видимая мощность толщи кислых вулканитов на данном участке превышает 500 м.

Таким образом, в пределах Шуэзерского синклинария толща кислых вулканитов состоит из серии различных генетически

связанных образований: конгломератов, брекчий, туфобрекчий, игнимбритоподобных пород, агломератов, брекчиевых, расслоенных и сферолоидных лавовых разностей, туфов, субвулканических образований и т.п. Эта толща, местами состоящая из серии лавовых потоков, иногда разделенных пирокласто-осадочными и осадочно-пирокластическими продуктами, имеет мощность не менее 500 м и резко несогласно налегает на зеленокаменные породы пезозерской серии (лопий). Толща кислых вулканитов в свою очередь несогласно перекрывается породами сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса (рис. 10).

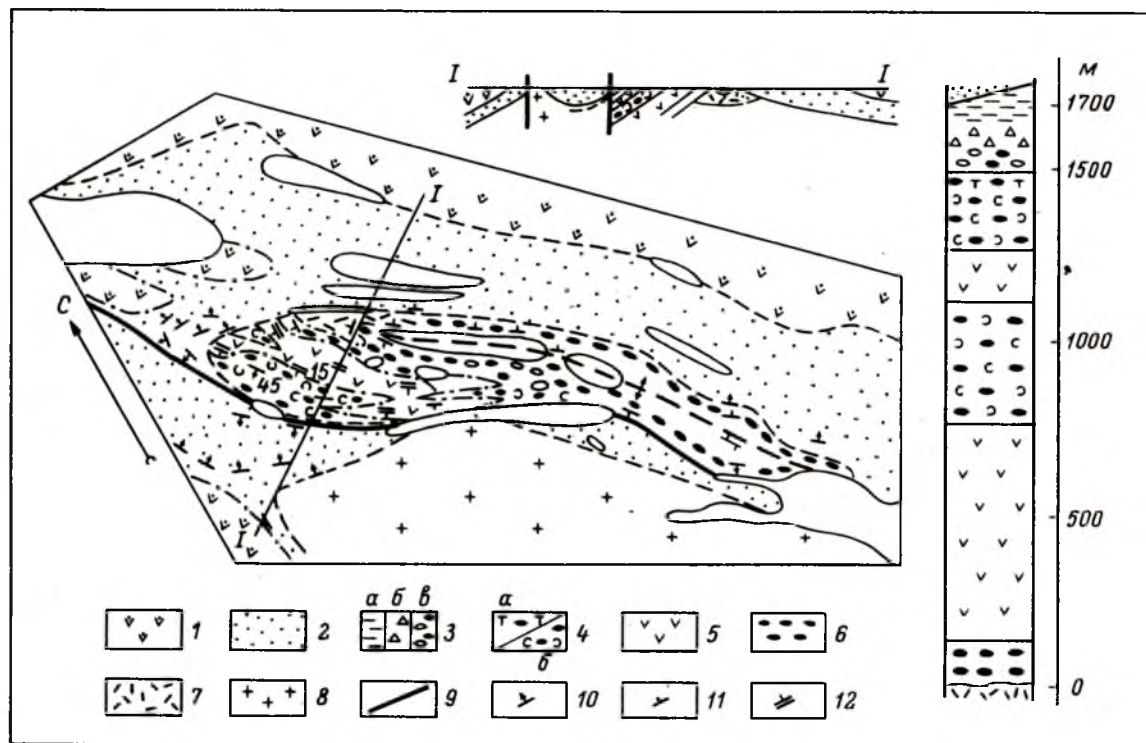
Приведенные факты позволяют по крайней мере в Шуэзерском районе выделять толщу кислых вулканитов в качестве образований самостоятельного сумийского вулканогенно-осадочного комплекса. Аналогичные образования, развитые в районе оз. Панаярви и на южном побережье оз. Выг, по-видимому, переслаиваются с вулканогенными породами основного состава, что позволяет говорить о возможном контрастном базальт-липаритовом характере вновь выделяемого комплекса.

По данным М. А. Гиляровой (1957), кварцевые порфиры пересекаются наиболее молодыми гранитами с голубым кварцем (селецкие граниты) и являются их гипабиссальными аналогами. Помимо сходства химического состава генетическая связь порфиров и плагиомикроклиновых гранитов подтверждается и отмеченной выше однотипной зональностью голубого кварца этих пород.

Как уже отмечалось, в составе сумийского вулканогенно-осадочного комплекса, формирующегося в области орогена, помимо кислых вулканитов, локализованных на месте бывшего внутреннего прогиба, возможно существование грубообломочных отложений, накапливавшихся в межгорных впадинах. Одним из примеров такого рода отложений могут быть конгломераты южного берега оз. Воттомукс.

Развитые на южном побережье оз. Воттомукс конгломератовые породы впервые изучались Л. Ф. Бондарем (рис. 11). Ранее на геологических картах здесь отмечалось поле гранитоидов. Как установлено Л. Ф. Бондарем, эти конгломераты участвуют в строении южного крыла сариолийской брахисинклинальной складки, где они подстилают сариолийские эффузивы: диабазы и конгломераты. При этом пластовая отдельность и лавовые потоки, равно как и слоистость сариолийских обломочных пород, падают в северном направлении, тогда как слоистость подстилающих конгломератов падает на юго-запад под углом около 70° . В разрезе последних снизу вверх наблюдается следующий комплекс отложений (рис. 12).

1. Темно-серые нечапномернозернистые кварц-полевошпато-слюдистые песчаники с реликтовой слоистостью градиационного типа, обусловленной постепенным уменьшением размерности снизу вверх. В подошве горизонта в песчанике содер-



жаты мелкие обломки гравийного размера, в кровле — песчаники более мелкозернистые. Мощность 5 м.

Перерыв 5.8 м.

2. Темно-серые слюдистые сланцы мощностью 0.2 м.

3. Полимиктовые (существенно гранитные) галечно-гравийные конгломераты. Обломочного материала до 50–70%, преобладают гранитоиды: гранито-гнейс, гнейсо-гранодиорит, гнейсо-диориты и полосчатые слюдистые сланцы (гнейсо-сланцы), присутствует зеленокаменный материал до 10%. Размер обломков колеблется от 2–3 мм до 5–6 см в поперечнике. Цемент (30–50%) темно-серый, кварц-полевошпато-слюдистого состава. Слоистость нечеткая, грубая. По направлению к кровле горизонта содержание обломков постепенно уменьшается наряду с увеличением содержания цемента. Полимиктовые конгломераты прорваны серией гранитных и пегматоидных жил. Мощность 55 м.

4. Гранитная конгломерато-брекчия, состоящая из обломков и галек разнообразных гранитоидов и полосчатых слюдистых сланцев. Отмечается грубая слоистость градиационного типа, обусловленная постепенной сменой валунных конгломерато-брекчий в подошве (с валунами размером до 10 см в поперечнике) мелкообломочными конгломерато-брекчиями (с обломками размером до 4–5 см) в кровле. Цемент (до 50%) аркозовый. Конгломерато-брекчия пересечена жилами гранитного и пегматоидного состава. Мощность 35 м.

5. Темно-серые галечно-гравийные полимиктовые конгломераты с нечеткой параллельной слоистостью, обусловленной

Рис. 10. Схематическая геологическая карта и разрез сарилийского комплекса в районе озер Ватулма-Косозеро. Составлена Л. Ф. Бондарем с учетом материалов Л. Я. Харитонova, М. А. Гиляровой, К. О. Кратца, В. И. Рубонена, В. З. и Т. Ф. Негруца.

Ятулий: 1 — ятулийские диабазы, 2 — доломиты, полимиктовые конгломераты; сарилий: 3 — конгломерато-гравелито-песчаниковая толща (а — лимонитизированные мелкозернистые аркозовые песчаники и алевролиты, б — лимонитизированные аркозовые песчаники и аркозовые гравелиты, в — полимиктовые конгломераты), 4 — вулканогенно-осадочная толща (а — туфо-конгломераты, б — ксеноагломераты и агломераты), 5 — диабазы, диабазовые порфиры, мандельштейны, лавобрекчии, 6 — конгломератовая толща (мономиктовые конгломераты кварцевых порфиров, полимиктовые конгломераты, частично вулканические брекчии с обломками кислых эффузивов — ксеноагломераты); 7 — нижнепротерозойские (сумийские) кварцевые порфиры и кератофиры; 8 — гранитоиды; 9 — тектонические разломы; 10 — слоистость; 11 — сланцеватость; 12 — пластовая отдельность.

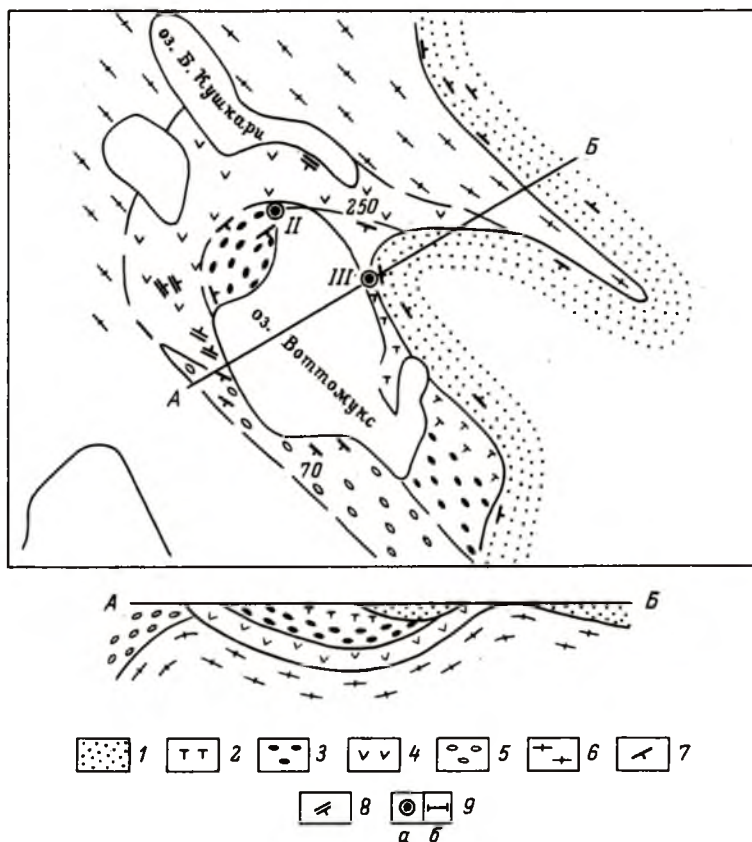


Рис. 11. Схема геологического строения района оз. Воттомукс. Составлена Л. Ф. Бондарем с учетом материалов А. П. Ганина и Г. Н. Павлова.

1 - ятулийские образования; сариолиты; 2 - пирокласто-осадочные образования (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосланцы), 3 - эффузивно-пирокластические образования (агломераты, ксеноагломераты и др.), 4 - эффузивные образования (лавобрекчии, мандельштейны, шаровые лавы и др.); сумий; 5 - гранитные конгломераты, прорванные гранитными жилами; 6 - гранито-гнейсы; 7 - элементы залегания слоистости; 8 - то же, пластовой отдельности; 9 - скважины (а) и разрез (б).

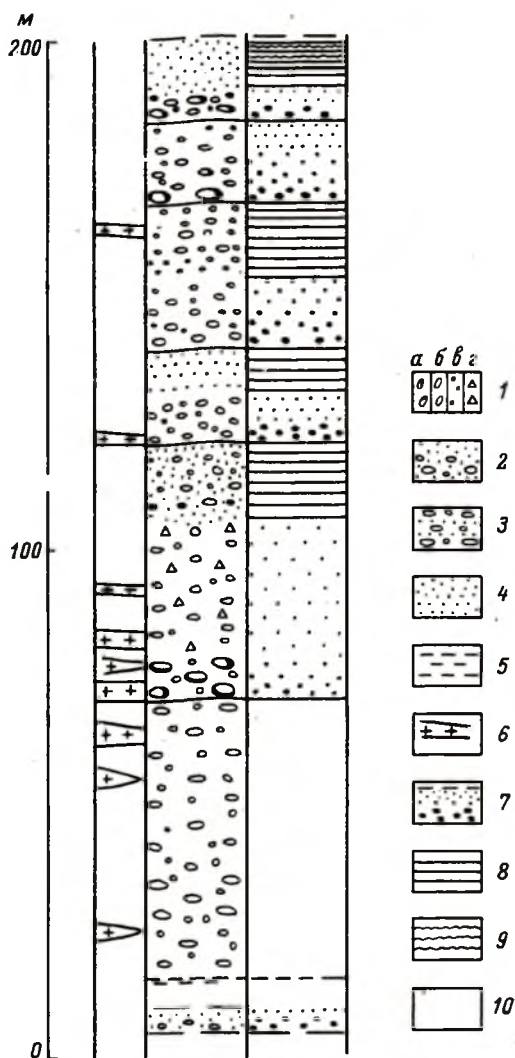


Рис. 12. Колонка конгломератов южного берега оз. Воттомукс.
Составил Л. Ф. Бондарь.

1 - конгломераты с валунами (а), галькой (б), гравием (в) и дресвой (г); 2 - песчаники с галечным материалом; 3 - переслаивание конгломератов и песчаников; 4 - песчаники; 5 - сланцы; 6 - гранитные и пегматоидные жилы; 7 - ритмы; 8 - параллельная слоистость; 9 - пологоволнистая слоистость; 10 - неясная слоистость.

чередованием прослоев конгломератов и более тонких прослоев песчаников без примеси крупного обломочного материала. Мощность 15 м.

6. Темно-серые галечно-гравийные полимиктовые конгломераты, содержащие обломки гранито-гнейсов, гнейсо-сланцев, реже зеленых сланцев, переходящие в кровле в серые среднезернистые и темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники. Слоистость прямая параллельная, обусловленная чередованием среднезернистых и мелкозернистых разностей. В подошве слоя отмечаются жилы гранитного и пегматоидного состава. Мощность 18 м.

7. Полимиктовые галечно-гравийные конгломераты с градационной слоистостью, сменяющиеся в верхней половине интервала чередованием (через 0.5 м) галечно-гравийных полимиктовых конгломератов и песчаников. В кровле интервала - секущая жила (1 м) пегматоидного гранита. Мощность пород 28 м.

8. Валунно-галечные полимиктовые конгломераты (13 м), постепенно сменяющиеся выше песчаниками, содержащими до 15-20% галечного материала. Обломки сложены гранитоидами, гнейсо-сланцами, реже зелеными сланцами. В породах наблюдается неясная градационная слоистость. Мощность 17 м.

9. Валунно-галечные полимиктовые конгломераты (5 м), переходящие выше в слоистые песчаники (12 м). В конгломератах наблюдается прямая градационная слоистость, в песчаниках тонкая (0.1-2 см до 10 см), параллельная, обусловленная изменением крупности материала, местами пологоволнистая. Слоистость подчеркивается пленками гидроокислов железа. Мощность 17 м.

Общая видимая мощность конгломератов 190 м.

Помимо плагиоклазовых гранитоидов среди обломков часто встречаются биотит-кварцевые, амфибол-кварцевые тонкополосчатые сланцы, разнообразные эпидот-биотит-кварцевые породы, хлорит-кварцевые сланцы. В цементе наблюдаются амфибол, биотит, эпидот, кварц, плагиоклаз, кристаллики пирита и скопления бурых окислов железа. Микроклин как обломочный компонент отсутствует.

Секущие жилы сложены плагиомикроклиновыми гранитами.

Рассматриваемые конгломераты почти непрерывно прослеживаются на северо-запад, где смыкаются с широким участком распространения (севернее пос. Суккозеро) так называемых суккозерских конгломератов. Последние одними геологами принимаются за базальные для гимольской серии (Чернов и др., 1966, 1970), другими (Гилярова, 1962, 1971, 1972) считаются сариолийскими. М. А. Гилярова (1962, 1974 и др.) указывает, что суккозерские конгломераты несогласно залегают на породах гимольской серии, содержат их в составе галечного материала (в том числе и магнетитовые кварциты). К этому можно еще добавить, что магнитные аномалии, связанные с расположением

ными южнее пластами железистых кварцитов, прослеживаются в поле распространения конгломератов и быстро в нем исчезают. Возможно, что это является следствием погружения магнитных тел под конгломераты.

Все данные о взаимоотношениях суккозерских конгломератов и аналогичных образований южного побережья оз. Воттомукс с окружающими породами свидетельствуют, что толща этих образований, по-видимому, несогласно залегает на породах гимольской серии, содержит последние в обломочном материале, прорывается плагиомикроклиновыми селецкими гранитоидами и несогласно перекрывается сариолийскими лавовыми и обломочными породами. Это позволяет достаточно обоснованно рассматривать конгломераты в качестве представителя сумийского комплекса в данном районе.

В состав сумийского вулканогенно-осадочного комплекса в данной работе включены также образования ладожской серии, взаимоотношения и стратиграфическое положение которой среди супракрустальных образований Карелии уже обсуждались. Строение разреза ладожской серии здесь не приводится, поскольку достаточно детально рассматривается в цитированных работах.

Другим районом развития предполагаемых аналогов сумийского комплекса является район оз. Панаярви в Северной Карелии. изученный пока очень поверхностно (Hackman, Wilkman, 1929; Кратц, 1963; Проблемы..., 1972). По этому району с достоверностью известно лишь, что здесь имеются переслаивающиеся пласты конгломератов, кислых и основных вулканитов, часть которых может сопоставляться с сумийским, а часть - с сариолийскими комплексами. Ввиду недостаточного материала детализировать эти представления преждевременно, поэтому данные по развитым здесь образованиям лишь местами используются в дальнейшем изложении для целей сравнения с более изученными районами.

Сариолийский вулканогенно-осадочный комплекс

Сариолийские образования, отвечающие различным типам разреза, слагают в Карелии до двух десятков самостоятельных или сообщающихся синклинальных структур (рис. 1) двух типов: линейные синклинали и мульды. В расположении их намечается определенная закономерность. Крупнейшие мульдообразные структуры с гайкольским типом разреза располагаются параллельно побережью Белого моря через всю Карелию от Ветреного Пояса на северо-запад. В пределах этой зоны они образуют две обособленные группы: Восточно-Карельскую (структуры Выгско-Вожминская и Ветреного Пояса) и Центрально-Карельскую (Компаковская, Летнеозерская и Шомбозерско-Гайкольская

структуры). Линейные синклинали почти все, за исключением Панаярвинской, расположены в Центральной Карелии, где вместе с ними располагается несколько мелких структур мультитового типа. Последующий обзор строения сариольского вулканогенно-осадочного комплекса опирается на указанные закономерности их распространения и производится по основным районам их развития и структурам.

По особенностям строения конкретные разрезы сариольских отложений делятся на три основных типа: селецкий, кумсинский и гайкольский.

С е л е ц к и й т и п. Для этого типа характерно наличие преимущественно конгломератовых образований, несогласно залегающих на неровной поверхности фундамента, который сложен гнейсо-гранитами и сланцевыми толщами нижнего протерозоя. В основании разреза располагаются конгломерато-брекчии, состав которых определяется строением подстилающих пород. Выше следуют неясно- и грубослоистые, иногда ритмично-слоистые пласты гранитных и полимиктовых конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников. В верхней части разреза встречаются алевролиты и сланцы. Очень редко наблюдаются прослои пирокластических пород. Стратотипическим для этого типа является разрез сариольских образований, развитых в районе оз. Селецкого (от р. Лужмы до д. Гумарино). К этому же типу относятся конгломератовые толщи, развитые в районе озер Лубоярви, Мотко, у д. Карельская Масельга. Сюда же условно могут быть отнесены конгломератовые образования района р. Эльмус, где наряду с типично конгломератовыми образованиями, характерными для этого типа, в разрезе согласно с ними переслаиваются агломераты, туфосланцы и другие породы, генетически связанные с вулканической деятельностью.

К у м с и н с к и й т и п. В составе образований этого типа широко развиты основные эффузивы и грубообломочные осадочные образования, нередко переслаивающиеся между собой. В подошве разреза здесь залегают элювиальные гранитные брекчии небольшой мощности. Выше в районе р. Кумсы залегает мощная (до 1500–1650 м) толща эффузивных диабазов, мандельштейнов и других пород, слагающих потоки (покровы) различной мощности. В верхней части вулканогенная толща постепенно через зону переслаивания лавобрекчии и других вулканогенных пород с пирокласто-осадочными породами и конгломератами сменяется толщей гранитных и полимиктовых конгломератов. Установленная мощность образований этого типа достигает 2000 м. Они развиты в районе р. Кумсы, севернее оз. Салваламби, западнее д. Красная Речка и, по-видимому, в районе оз. Хожозеро. В некоторых пунктах (оз. Ватулма) лавовые породы образуют несколько толщ, чередующихся с обломочными образованиями.

Г а й к о л ь с к и й т и п. Отличительной особенностью этого типа является то, что наряду с элювиальными гранитными конгломерато-брекчиями, залегающими в основании разреза, а также с гранитными и полимиктовыми конгломератами и эффузивами основного состава здесь очень широко развиты песчаные и сланцевые толщи, туфобрекчии, туфы и смешанные образования мощностью до нескольких сотен метров. В качестве стратотипа нами рассматривается разрез в окрестностях деревень Гайколя-Кепа.

Район р. Кумсы

Широкое развитие в районе р. Кумсы разнообразных геологических комплексов (рис. 13), легкая доступность, неравномерная, но участками хорошая обнаженность издавна привлекали внимание геологов. Именно по этому району были созданы многие стратиграфические схемы протерозоя. Геологическому строению данного района посвящено большое количество работ (Иностранцев, 1877; Ramsay, 1902; Eskola, 1925, 1948; Тимофеев, 1935; Харитонов, 1938, 1941, 1966; Гилярова, 1948, 1949, 1962, 1971, 1972, 1974; Кратц, 1955, 1958, 1963; Вязюренен, 1959; Лобанов, 1963; Соколов, 1963; Соколов и др., 1970, 1971, 1972, и др.).

Сариолийские образования в долине р. Кумсы, представленные кумсинским типом разреза, в современном эрозионном срезе занимают полосу шириной до 3 км и длиной до 22 км, вытянутую от г. Медвежьегорска до северной излучины реки (рис. 13). С юга они контактируют с нерасчлененными гранитоидами архея-нижнего протерозоя, а с севера перекрываются ятулийскими отложениями, с которыми совместно деформированы и слагают южное крыло ятулийской приразломной синклинали. В пределах полосы наблюдается в целом моноклинальное падение сариолийских пород на север-северо-восток под углами от 25-30° близ южной границы, где потоки эффузивных диабазов местами при посредстве маломощных элювиальных брекчий налегают на гранитоиды, до 70-80° в северной части полосы. Здесь гранитные и полимиктовые конгломераты несогласно перекрываются ятулийскими конгломератами, гравелитами и кварцито-песчаниками, падающими в районе г. Медвежьегорска на север под углами 15-20° и более круто при смещении вдоль структуры на запад. В районе пос. Падун-д. Плакковаара ятулийские породы в своей нижней части имеют вертикальное и опрокинутое залегание (до 80° на юг).

В сариолийских образованиях отдельность лавовых потоков, маркирующие горизонты лавовой толщи (покровы альбитовых порфиринов со специфической структурой и текстурой), слоистость конгломератовой части разреза в плане плавно и неод-

нократно меняют простирание. Северо-западнее д. Чебино и по линии оз. Собачье-р. Кубышкин наблюдаются флексурные перегибы с полным или частичным разрывом параллельно осевой плоскости флексурной складки.

В районе д. Плаковаара намечается центротинальное замыкание сариолийской структуры, так как соответствующие толщи плавно меняют простирание на северо-западное и северное и скрываются под ятулием. В юго-восточном видимом окончании Кумсинской структуры толща основных эффузивов слегка отклоняется к югу от первоначального простирания и также уходит под кварцито-песчаники ятулия, залегающие здесь меридионально. В обоих пунктах отчетливо выступает резкое угловое и асимутальное несогласие между породами сариолийского комплекса и ятулия (рис. 13, 14, см. вкл.).

В северном борту долины р. Кумсы ятулийские образования залегают прямо на гранитоидах, в связи с чем можно предполагать, что осевой разлом ятулийской синклинали был заложен по крайней мере до начала ятулийской седиментации.

Для выяснения особенностей строения сариолийской части Кумсинской структуры ниже предпринимается попытка реконструкции первично-горизонтального залегания ятулийских пород и, следовательно, восстановления поперечного профиля структуры в момент начала ятулийского времени. По-видимому, все постятулийские деформации имели характер изгиба, что проявляется в широком развитии зеркал скольжения на поверхностях, разделяющих лавовые потоки, и отчасти в отсутствии значительных деформаций галек в конгломератах. В этом случае реконструкция первично-горизонтального залегания подошвы ятулия может осуществляться путем дифференцированного „выпрямления“ системы линий, параллельных его подошве, совместно с прилегающими участками (рис. 15) литологических границ сариолийских толщ. Полученный для Падунского разреза профиль не претендует на высокую точность, однако дает представление о характере строения структуры перед началом ятулийской эпохи. Окажется, это была узкая приразломная асимметричная синклиналь, северо-восточное крыло которой сложено преимущественно конгломератами и брекчиями — продуктами разрушения поднятого блока, а юго-западное — эффузивными диабазами, выклинивающимися в ядре складки и переслаивающимися с вулканогенно-осадочными конгломератами и брекчиями.

Непосредственные контакты сариолийских образований и подстилающих гранитоидов не обнаружены, однако в отдельных местах отмечаются сближенные выходы, наблюдения над которыми помогают выяснить их взаимоотношения.

На северо-восточном берегу оз. Ригалампи (южнее пос. Падун) найдены выходы серых массивных плагиомикроклиновых гранитов, которые к северу сменяются брекчиями того же состава. Обломки в брекчиях остроугольной, угловатой, реже

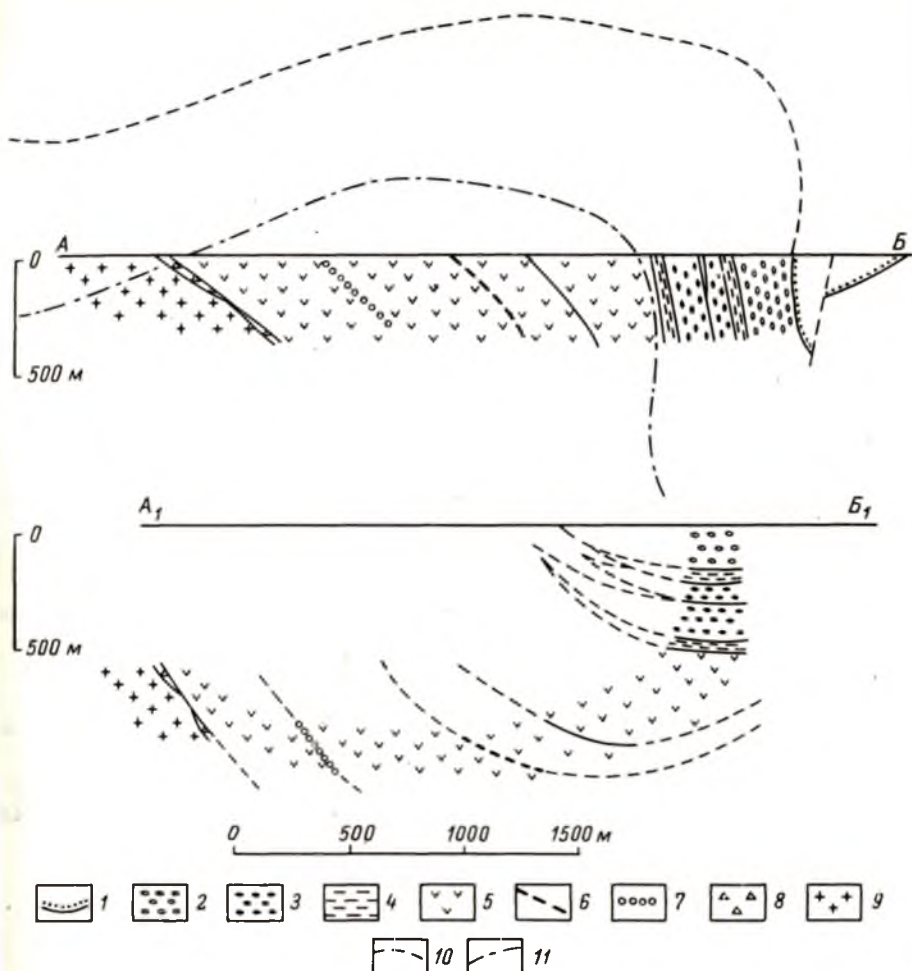


Рис. 15. Поперечный профиль Кумсинской структуры в районе пос. Падун. (Внизу — его реконструкция на раннеятулийское время).

1 — подошва ятулия; сариолий; 2 — осадочная толща (гранитные и полимиктовые конгломераты), 3 — осадочно-вулканогенная толща (полимиктовые конгломераты, туфоконгломераты, ксеноагломераты и агломераты), 4 — туфогенные горизонты (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфосланцы и туфы), 5 — вулканогенная толща, 6 — верхний опорный горизонт диабазовых порфириров, 7 — нижний опорный горизонт альбитовых миндалекаменных диабазов, 8 — элювиально-делювиальные гранитные брекчии; 9 — гнейсо-граниты; 10 — интерполяция подошвы ятулия над полосой развития сариолийских образований; 11 — одна из опорных линий, выпрямление которых дает нижний профиль (A_1-B_1).

овальной формы. Их размер колеблется от нескольких десятков сантиметров до дресвы, преобладают обломки величиной 1–5 см. Цементом брекчий является аркозовый материал. После перерыва (около 10 м) к северу следуют выходы основных пород сариолийского комплекса. Аналогичное строение базальных образований наблюдается на южном берегу оз. Орловое.

К северо-западу от д. Чебино также обнаружены сближенные выходы гранитов с развитыми на них элювиальными обломочными брекчиями зеленокаменных пород комплекса. На данном участке обломочный материал брекчий более разнообразен, наряду с обломками плагиомикроклиновых гранитов встречаются обломки розовых микроклиновых гранитов, гранит-аплитов и основных амфиболизированных пород. Цемент брекчий сильно гематитизирован и окремнен, что связано с контактовым воздействием вышележащих лав, обнажающихся после перерыва 1,5–2 м.

В рассматриваемом районе сариолийские образования более или менее отчетливо делятся на вулканогенную существенно лавовую толщу, залегающую внизу, и вулканогенно-осадочную – вверху.

Породы вулканогенной толщи залегают на поверхности гранитоидов и рассмотренных выше базальных образований. Вулканогенная толща в различных частях ее развития имеет переменную мощность от 900 м до 1650 м и состоит из большого числа лавовых потоков и покровов (рис. 16, см. вкл.). Наиболее хорошо изученным является разрез, проходящий от оз. Собачьего до оз. Плотичьего в районе южной окраины г. Медвежьегорска (рис. 13, 16). Здесь только в обнаженной части разреза установлено переслаивание 42 лавовых потоков общей мощностью около 1650 м. Описание их дается снизу вверх по отдельным горизонтам лавовой толщи, каждый из которых объединяет ряд лавовых потоков и покровов.

1. В основании разреза вулканогенной толщи Кумсинской структуры устанавливается горизонт, состоящий из трех-пяти лавовых покровов и потоков мощностью от 18,0 до 26,0 м, сложенных в подошве массивными однороднозернистыми диабазами, переходящими в кровле в миндалекаменные разности. Миндалекаменные диабазы кровли в текстурном отношении напоминают пенистые лавы с большим количеством хлорит-кальцитовых и кварцево-эпидотовых миндалин. В ряде случаев миндалекаменные диабазы кровли по простиранию покровов и потоков переходят в брекчированные разности, напоминающие диабазовые лавобрекчии (автобрекчии).

2. Вышележащий горизонт, объединяющий от 6 до 8 лавовых покровов и потоков, в основании содержит два лавовых покрова, сложенных в подошве и средней части главным образом массивными меланократовыми диабазами, реже их миндалекаменными разностями, которые к кровле сменяются мандельштейнами с обилием округлых мелких (до 1 см в диаметре) мин-

далин, заполненных кварц-альбитовым и альбитовым материалом розового цвета. В некоторых участках их кровля имеет „слоистое“ строение, которое заключается в чередовании слоев или полос, обогащенных альбитовыми миндалинами, с полосами, сложенными вариолитовыми диабазами. Мощность каждого из этих покровов по целому ряду пересечений не превышает 15–20 м.

Эти лавовые покровы по внешнему виду и текстурно-структурным особенностям являются настолько своеобразными, что были использованы при расчленении толщи основных эффузивов в качестве маркирующего (нижнего) горизонта, поскольку потоков с подобным строением в других частях разреза установлено не было.

Благодаря такой цветовой контрастности миндалекаменные диабазы этого маркирующего горизонта легко выделяются из всего многообразия миндалекаменных разностей основных пород, даже из морфологически не различающихся отдельных лавовых покровов и потоков. Покровы этих своеобразных пород были прослежены не только в пределах Кумсинской структуры, а также на значительном удалении: в районе д. Святнаволок, пос. Гирвас, д. Красная Речка, т.е. на расстоянии более чем 50 км.

Выше следует 4–6 маломощных лавовых покрова, состоящих в кровле из миндалекаменных диабазов (мандельштейнов) с большим количеством миндалин эпидот-кварцевого, хлорит-биотитового состава, имеющих пенистые (до шлаковых), реже шаровые текстуры. Довольно часто в кровле лавовых покровов и потоков наблюдается упорядоченное расположение миндалин в виде полос-„слоев“ с образованием слоистости течения. В некоторых случаях многократно чередующиеся „слои“ (полосы) пенистых и вариолитовых разностей диабазов имеют переменную мощность от 10 до 30 см, хотя по простираению прослеживаются на большие расстояния.

3. Основание следующего горизонта представлено 2–3 лавовыми покровами с массивным сложением и небольшой мощностью в разрезе покровов зон миндалекаменных диабазов. Затем следует 5–6 покровов мощностью от 12.0 до 35.0 м, в строении подошвы которых кроме массивных однороднозернистых диабазов отмечены также и порфировидные разности (диабазовые порфиры). Кровля большинства лавовых покровов сложена пенистыми лавами, напоминающими иногда шлаковую лаву, брекчированными миндалекаменными диабазами (лавобрекчиями), реже шаровыми лавами. В кровле некоторых покровов в зоне миндалекаменных диабазов и лавобрекчий отмечено ориентированное расположение сгустков миндалин, отдельных крупных газовых пустот в северо-восточно-восточном направлении.

В составе верхней части данного горизонта в целом ряде геологических разрезов отмечаются два лавовых покрова, сложенных в средних частях плагиоклазовыми диабазовыми порфирами, которые ввиду особенностей их структурно-текстурных

признаков и отсутствия подобных пород в других частях разреза лавовой толщи использовались в качестве второго (верхнего) маркирующего горизонта при расчленении лавовой толщи северо-западного Прионежья. Диабазовые порфириты этих покровов легко отличаются от пород остальных лавовых потоков наличием таблитчатых вкрапленников альбита розовато-серого цвета размером до 3–5 мм, равномерно рассеянных по массе пород всех частей покровов. Следует особо подчеркнуть, что лавовые покровы двух установленных маркирующих горизонтов устойчиво прослеживаются по простирацию не только на площади Кумсинской тектонической структуры, но и за ее пределами на значительном удалении, например в районе деревень Святнаволок (оз. Пальеозеро) и Красная Речка (оз. Сундозеро) и др.

4. Следующий горизонт в разрезе лавовой толщи представлен двумя лавовыми покровами, сложенными в основании мелалекратовыми массивными диабазами, переходящими к кровле в миндалекаменные разности, вплоть до брекчированных. Нередко здесь отмечаются крупные зональные кварцевые и кварц-кальцитовые миндалины, а также упорядоченное расположение отдельных миндалин и их групп в виде маломощных (до 20 см) слабо выдержанных по простирацию „слоев” и полос.

5. Лавовые потоки и покровы основания следующего горизонта сложены существенно миндалекаменными диабазами с преимущественным развитием в кровле пенистых лав и лавобрекчий. Верхнюю часть горизонта занимают мощные и хорошо выдержанные по простирацию покровы, содержащие в кровле главным образом лавобрекчий. Однако в ряде потоков и покровов здесь установлены по простирацию переходы лавобрекчий в пенистые лавы и наоборот. В разрезе иногда отмечается многократное чередование маломощных „слоев” пенистых лав (10–15 см) либо с „прослоями” мощностью от 0,5 до 0,7 м, сложенными сильно биотитизированными диабазами с небольшим количеством хлорит-биотитовых миндалин, либо с невыдержанными по мощности и простирацию „слоями” вариолитовых диабазов. В пределах этих „слоистых” частей лавовых покровов установлено ориентированное расположение отдельных миндалин, их групп и более крупных газовых пустот на СВ 60–65°.

6. Верхнюю часть разреза вулканогенной толщи составляет горизонт, состоящий из нескольких покровов и потоков (не менее 6–8) мощностью от 15 до 42,0 м переходного состава от базальтов к андезит-базальтам. В их основании установлены светло-серые, зеленовато-серые породы с массивным, реже миндалекаменным сложением. Большую часть разреза покровов занимают либо насыщенные миндалинами миндалекаменные диабазы (порода типа пенистых лав), либо, чаще всего, лавобрекчий. Лишь в единичных случаях в кровле отдельных покровов здесь устанавливаются типичные шаровые лавы, в которых цементирующей массой является вариолитовый диабаз.

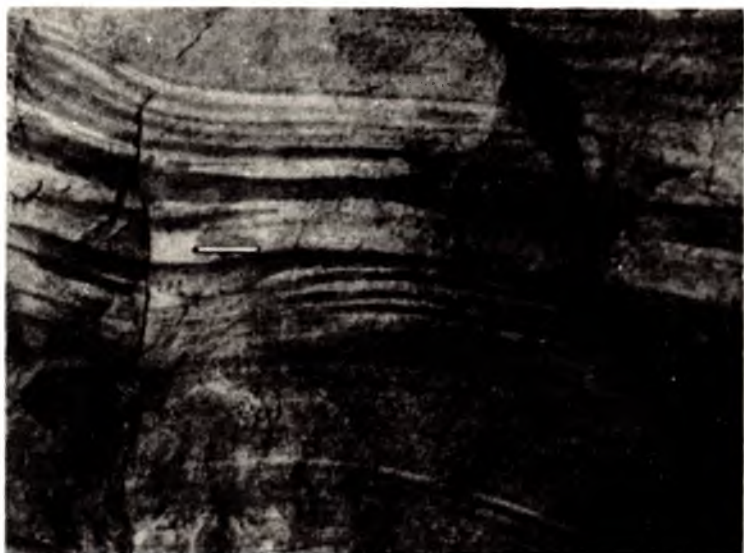


Рис. 17. Полосчатые текстуры в жиле расслоенных габбро-диабазов в районе р. Кумса.

Заканчивается разрез вулканогенной толщи или согласным контактом с туфоконгломератами, или переслаиванием 1–3 и более лавовых потоков, сложенных диабазами, миндалекаменными диабазами, пенистыми лавами, лавобрекчиями и кластолавами, с эффузивно-пирокластическими и пирокласто-осадочными образованиями.

Кроме лавовых покровов и потоков в разрезе вулканогенной толщи установлены субвулканические образования, представленные согласными телами габбро-диабазов, пространственно приуроченными к нижней части лавовой толщи. В районе оз. Собачьего габбро-диабазы, имеющие мощность около 140 м, представлены двумя согласными пластово-секущими силлами. По простиранию на запад от разреза мощность силлов габбро-диабазов постепенно уменьшается, на участке оз. Ригалампи она составляет 105 м, а в районе д. Чебино всего 55 м.

По своему минералогическому составу габбро-диабазы сходны с диабазами и отличаются от последних степенью раскристаллизации и некоторыми текстурно-структурными особенностями. В строении силлов габбро-диабазов отмечается зональность, подчеркиваемая тем, что их краевые части сложены более меланократовыми мелкозернистыми разностями, чем центральные. В центральной части силлов отмечаются зоны полосчатых пород. Полосчатость подчеркивается полосами мощностью от долей сантиметра до 10–15 см, обогащенными лейкократовым материалом (альбитом), которые многократно

чередуются с темноокрашенными „прослоями“, содержащими повышенное количество роговой обманки и биотита (рис. 17).

Выше образований вулканогенной толщи располагаются отложения выделяемой в Кумсинской структуре вулканогенно-осадочной толщи. Породы этой толщи, представленные чаще всего грубообломочными конгломератовыми разностями, широко развиты в виде полосы до 1,3 км шириной вдоль южного побережья р. Кумсы, где они согласно перекрывают образования вулканогенной толщи и несогласно перекрываются в свою очередь ятулийскими конгломератами и кварцито-песчаниками. Слоистость пород вулканогенно-осадочной толщи моноклинально падает в северном направлении с углами падения от $40-45^{\circ}$ в основании толщи до $85-90^{\circ}$ в кровле.

По простирацию структуры вдоль р. Кумсы наблюдается существенное изменение мощности толщи, фациальное замещение слагающих ее пород эффузивами и вообще значительная неоднородность состава. В связи с этим изучение разреза толщи производилось в различных пунктах и сопровождалось прослеживанием горизонтов по простирацию. В результате был построен продольный профиль (рис. 18, см. вкл.) иллюстрирующий вертикальный разрез вулканогенно-осадочной толщи и его латеральные изменения. Ниже дается описание разреза толщи по двум крупным участкам, охватывающим северо-западную и юго-восточную части района.

Северо-западный участок простирается от северо-западного окончания Кумсинской структуры до д. Чебино на юго-востоке. Здесь непрерывная серия лавовых потоков и покровов вулканогенной толщи согласно перекрывается мощной толщей вулканогенно-осадочных образований (рис. 18, 20), представленных разнообразными эффузивно-пирокластическими, пирокласто-осадочными и осадочными породами.

1. Агломераты, частью ксеноагломераты, слагающие линзовидно выклинивающийся в юго-восточном направлении (с фациальным замещением серией потоков основных эффузивов) пласт мощностью до 90 м. В составе пласта выделяется несколько пирокластических потоков — слоев, представленных агломератовыми породами,

а) В основании пласта, в 10 м выше по мощности от лавобрекчий предыдущего лавового потока диабазов вулканогенной толщи наблюдается агломерат валунно-галечной размерности, слагающий самостоятельный пирокластический поток. В его подошве сосредоточены более грубообломочные разности с размером глыб до $0,9 \times 0,45$ м, цементирующиеся более мелким материалом. Обломки сложены преимущественно афанитовым и мелкозернистым диабазом, значительно реже мандельштейном и вариолитом. Изредка встречаются обломки кремнистых кварцитовидных пород. По направлению к кровле величина обломков в агломерате уменьшается до средней. Состав обломков

остается тем же, появляются лишь единичные обломки гранита. Псаммито-алевритовый заполнитель слагает до 30% породы. Видимая мощность пирокластического потока 15 м.

б) Выше с неотчетливым контактом залегают агломераты галечной размерности с отдельными валунами до 0,1-0,15 м. Обломки представлены афанитовыми и мелкозернистыми диабазами (90%), мандельштейнами (10%) и единичными фрагментами тонкозернистых кварцитовидных пород. Мощность 17 м.

в) Еще выше следуют ксеноагломераты валунно-галечной размерности без признаков сортировки. Крупные обломки размером порядка 0,1х0,25 м до 0,25х0,5 м, составляющие 10-20% объема породы, цементируются более мелкообломочной массой. В составе обломков выделяются афанитовый мелкозернистый диабаз, лавобрекчия, вариолит, мандельштейн и единичные фрагменты полосчатых кремнистых пород. Мощность 13 м.

г) Ксеноагломераты галечной размерности. Наблюдается слабая сортировка в пределах горизонта: обломочный материал в подошве несколько более крупный, чем в кровле. Обломки состоят из афанитового диабаза, мелкозернистого, миндалекаменного и биотитизированного диабаза, вариолитов и в единичных случаях из гранита. Мощность 10 м.

д) Выше следуют снова более грубообломочные агломераты. Таким образом, рассматриваемый пласт агломератов и ксеноагломератов обнаруживает груборитмичное строение и состоит из четырех агломератовых ритмослоев (потоков), мощность которых варьирует от 5 до 20 м. По простиранию в юго-восточном направлении этот пласт замещается, по-видимому, четырьмя потоками эффузивов. Переход образований вулканогенной толщи в агломераты здесь осуществляется посредством выклинивания и частичного переслаивания.

2. Крупногалечные туфоконгломераты с выклинивающимися слоями (10-20 см) туфопесчаников, туфоалевролитов. Слоистость параллельная, линзовидная. Видимая мощность 10 м. В отличие от агломератов туфоконгломераты характеризуются значительно лучшей окатанностью и сортировкой слагающих их обломочных фрагментов преимущественно основного состава, а также наличием прослоев туфопесчаников и туфоалевролитов. Перерыв 50 м.

3. Зеленовато-серые, серые туфоалевролиты, туфосланцы. Слоистость параллельная, от микро-(доли миллиметров - 1 мм) до тонкослоистой (2-4 см). Местами она подчеркнута нитевидными и линзовидными прерывистыми обособлениями пирротина. Видимая мощность 25 м. Можно предполагать значительно большую мощность этих образований, так как севернее они скрыты заболоченной ложиной на побережье оз. Лага.

4. Пласт ксеноагломератов. Породы массивной текстуры с беспорядочным расположением обломочных фрагментов. В отличие от агломератов содержат значительно большее количество

гранитного материала (до 10–30%). Псефитовый материал различного размера (до валунов 0.15x0.25 – 0.30x0.40 м) представлен в основном афанитовым, мелкозернистым и миндалекаменным диабазом, порфиритом, вариолитом. Фрагменты пород имеют различную форму – от сфероидальной до неправильной. Поверхность обломков диабазов шероховатая, с острыми углами и гранями. Крупные обломки гранитов, как правило, хорошо окатаны. Помимо материала псефитовой размерности имеется более мелкий псефито-псаммитовый заполнитель того же состава. Видимая мощность 30.0 м.

Для характеристики слоистости, ритмичности и состава пород ниже приводится более подробное описание обнаженной части разреза пласта (снизу вверх).

а) Мелкогалечный агломерат. Текстура массивная, сортировка отсутствует. Крупные обломки миндалекаменного, афанитового и мелкозернистого диабазов погружены в более мелкий заполнитель с плотной упаковкой. Обломки разнообразной, часто неправильной формы, окатанность плохая или практически отсутствует. Поверхность обломков шероховатая, часто с острыми зазубренными углами. Наряду с обломками диабазового состава присутствуют гальки и обломки гранитов лучшей степени окатанности.

Заполнитель псаммито-псефитовый, кристаллолитокластический. Преобладают литокласты (70%), которые в породе обычно не имеют четких границ и тесно соприкасаются между собой. Как правило, они сложены однородным материалом (афанитовым и мелкозернистым диабазом). В промежутках между литокластами располагаются более редкие (25%) кристаллокласты, представленные плагиоклазом и кварцем. Кристаллокласты размером 0.2–2 мм имеют остроугольную форму. Мощность мелкогалечного агломерата 5 м.

б) Ксеноагломерат валунно-галечной размерности. Текстура массивная, беспорядочная, сортировка отсутствует. Крупные фрагменты ксеноагломерата помимо диабазов состоят на 10–30% из гранитоидов, представленных розовым микроклиновым гранитом и пегматоидным гранитом с голубым кварцем. Размер гранитных обломков достигает 0.3x0.4 м в поперечнике, форма угловато-окатанная. Преобладающая зеленокаменная масса ксеноагломерата отличается значительно худшей окатанностью и представлена разнообразными по размеру обломками основных пород (афанитовый и мелкозернистый диабаз, порфирит, мандельштейн, вариолит). Мощность 6 м.

в) Ксеноагломерат галечной размерности. Текстура массивная беспорядочная. Наряду с обломками основных пород встречаются гальки гранитоидов. Мощность 5 м.

Перерыв 8 м.

г) Валунно-галечные ксеноагломераты. Текстура массивная, беспорядочная, сортировка отсутствует. Крупные обломки

достигают величины $0,15 \times 0,25$ м. Большая часть обломочного материала представлена породами основного состава, однако в большом количестве (до 30%) в нем присутствуют угловато-округленные обломки гранитоидов.

Как явствует из описания, пласт агломератов в целом сложен ритмами мощностью от 5 до 6–8 м.

5. Пласт туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность 20 м. В нижней, сравнительно хорошо обнаженной части пласта снизу вверх переслаиваются следующие породы.

а) Переслаивание галечных туфоконгломератов и туфогравелитов. Мощность 4 м.

б) Средневалунный туфоконгломерат с обломками основных пород и гранита (30% обломков) размером до $0,5 \times 0,6$ м в песчанистом цементе (40–50% породы). Мощность 1,5 м.

в) Редкогалечный туфоконгломерат, отличающийся от предыдущего более мелкими обломками и повышенным количеством (70%) песчанистого цемента. Мощность 0,3 м.

г) Средневалунный туфоконгломерат, фрагменты в котором достигают величины $0,1 \times 0,25 - 0,15 \times 0,7$ м² при содержании гранитного материала до 20%, цемента – 50%. Мощность 1,2 м.

д) Крупногалечный зеленокаменный туфоконгломерат мощностью 1,5 м.

е) Средневалунный туфоконгломерат, содержащий слабоокатанные обломки, среди которых гранитный материал составляет 30–40%. Мощность 1,0 м.

Вышележащая часть пласта обнажена хуже, однако можно отметить, что она характеризуется более грубым переслаиванием аналогичных образований.

6. Пласт туфоконгломератов мощностью 188 м, в котором снизу выделяются слои следующих разностей.

а) Валунно-галечный туфоконгломерат. Обломки размером от гравия до валунов ($0,4 \times 0,3$ м) представлены диабазом, миндалекаменным диабазом, вариолитом, гранитом и погружены в обломочный цемент (30–40%). Мощность 13,0 м.

б) Редкогалечный туфоконгломерат. Обломки (10–20%) галечного размера (от 2–5 см до 10 см), представленные диабазами и гранитом, погружены в песчанистый цемент (80%). Мощность 2,0 м.

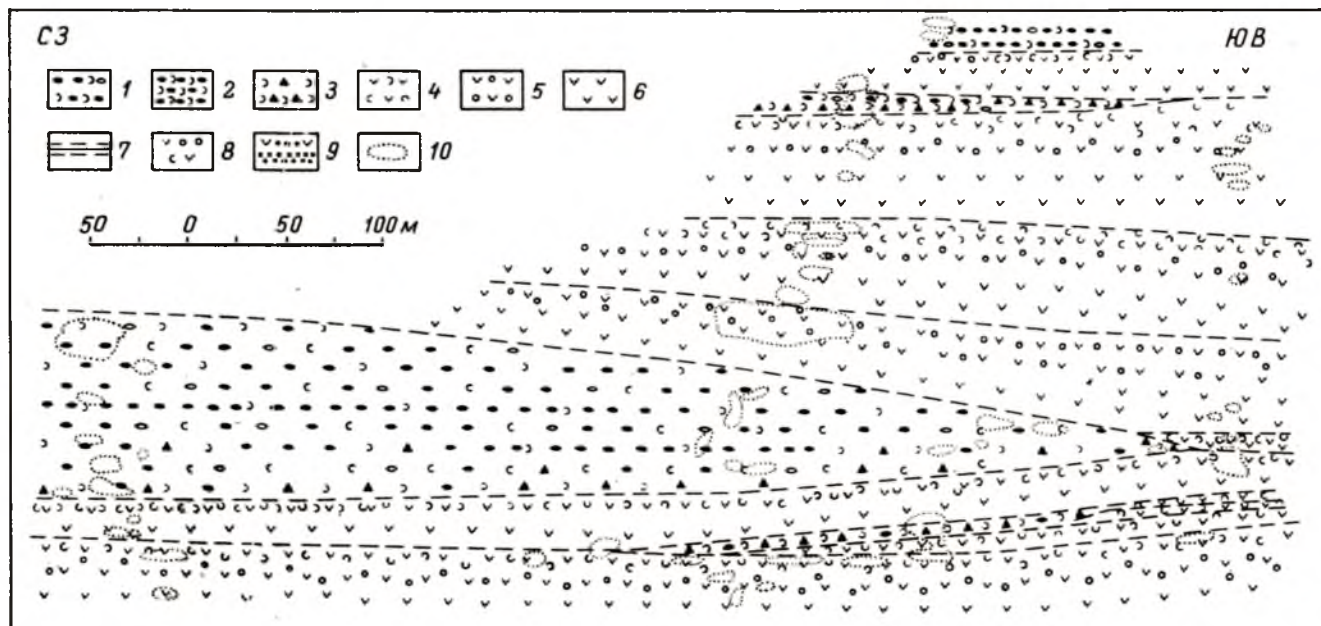
в) Валунно-галечный туфоконгломерат. Обломки размером до $0,3 \times 0,4$ м, представленные фрагментами диабазового состава и гранита (20%), погружены в цемент (30%). Мощность 6,0 м.

г) Редкогалечный туфоконгломерат мощностью 2,0 м. Перерыв 30,0 м.

д) Валунно-галечный туфоконгломерат. Обломки диабазового состава и гранита (20%) размером до $0,5 \times 0,6$ м. Цемент (50% и более) песчанистый. Мощность 12,0 м.

Перерыв 58,0 м.

е) Галечный туфоконгломерат мощностью 15,0 м.



Перерыв 11,0 м.

ж) Валунно-галечный туфоконгломерат мощностью 6,0 м.
Перерыв 20 м.

з) Переслаивание валунно-галечных туфоконгломератов (валуны до 0,6х0,7 м) с галечными туфоконгломератами и туфопесчаниками. Мощность 13,0 м.

7. Пачка микроритмичного переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов и туфосланцев. Параллельная слоистость выражается в чередовании тонких и микрослойков материала различной крупности. Предполагаемая мощность 110 м.

8. Вышеописанные эффузивно-пирокластические и пирокласто-осадочные образования перекрываются осадочными гранитными конгломератами и конгломерато-брекчиями. В районе д. Плак-коваара гранитные конгломераты залегают непосредственно на туфосланцах, при этом крупные валуны гранита размером до 0,5 м погружены в тонкослоистые туфосланцы, некоторые валуны „утоплены“ в них полностью ниже поверхности контакта. Наблюдающиеся при этом деформации тонкой слоистости туфосланцев указывают на весьма пластичное их состояние в момент внедрения валунов.

Данный разрез характеризует состав пород и последовательность напластований в крайней северо-западной части Кумсинской структуры. В юго-восточном направлении толща конгломератовых пород фашиально замещается верхними элементами вулканогенной толщи комплекса. Характер этого перехода хорошо иллюстрируется данными по строению детального участка, расположенного к северо-западу от д. Чебино (детальный участок „Чебино“). В пределах участка снизу вверх наблюдаются следующие породы (рис. 19).

1. Один из верхних лавовых потоков вулканогенной толщи в своей нижней части сложен афанитовым диабазом, а в верхней – миндалекаменными диабазами и в кровле – диабазовыми лавобрекчиями. Лавобрекчии представлены обломками диабазов и миндалекаменного диабазов размером до 5–10 см по длинной оси в северо-западной и до 30 см в юго-восточной части участка. Форма обломков слабо округленная или неправильная.

Рис. 19. Схематический продольный профиль по детальному участку у д. Чебино. (Проблемы..., 1972).

Условные обозначения к рис. 19, 21, 22: 1 – ксеноагломераты; 2 – агломераты с округлыми фрагментами; 3 – агломераты с угловатыми фрагментами; 4 – диабазовые лавобрекчии; 5 – миндалекаменные диабазы; 6 – диабазовые порфириды и афанитовые диабазы; 7 – кремнистые туфосланцы; 8 – лавобрекчии и пенистые лавы; 9 – вариолитовые диабазы; 10 – контуры обнажений.

Цемент диабазовый, окремненный или кремнисто-хлоритовый. В кровле потока наряду с лавобрекчией встречены участки кремнистой тонкозернистой породы, обогащенной сульфидами.

2. В юго-восточной половине участка поток перекрывается серией маломощных (1-5 м) лавовых потоков общей мощностью до 15 м, выклинивающихся в северо-западном направлении. Потоки сложены афанитовым трещиноватым диабазом, постепенно переходящим к кровле в окремненную диабазовую лавобрекцию и в некоторых случаях в агломерат. В верхней части этой серии наблюдаются линзы лавобрекчий до 0,5 м мощностью, заключенные в тонкозернистый трещиноватый диабаз.

3. Все упомянутые образования перекрываются лавовым потоком, сложенным (снизу вверх) афанитовым диабазом и мелкообломочной диабазовой лавобрекчией.

4. В юго-восточной части участка данные образования перекрываются серией лавовых потоков, сменяющихся в северо-западном направлении по простирацию линзой агломератов. В составе линз (снизу вверх) наблюдается следующее чередование пород.

а) Агломерат мелкообломочный. Порода массивной текстуры с беспорядочным расположением обломков преимущественно основных пород. Обломки основных пород угловатой, округленной и неправильной формы размером 1-4 см в поперечнике представлены главным образом афанитовым и мелкозернистым диабазом, миндалекаменным диабазом и единичными гальками гранита. Как правило, обломки основных пород зональные, с наружной корочкой закалки. В кровле наряду с обломками основного состава встречаются редкие обломки гранита, который в отличие от зеленокаменного материала обладает довольно хорошей степенью окатанности. Обломки погружены в массу заполнителя, сложенного более мелкими частицами основного состава. Мощность 10-11 м.

В строении этого агломератового горизонта наблюдаются определенные закономерности. Агломератовый горизонт расположен непосредственно на продолжении маломощного лавового потока, развитого в юго-восточной части участка и сложенного в подошве зеленовато-серыми афанитовыми диабазами, в кровле переходящими в лавобрекцию. Северо-западная фронтальная часть потока представлена также лавобрекчиями, постепенно сменяющимися далее в северо-западном направлении агломератами. Агломераты развиты в 20 м на северо-запад по простирацию лавового потока от последнего выхода лавобрекчий. В отличие от последних они сложены массивными породами конгломератовой структуры с четко обособленными фрагментами основного состава размером до 5 см в поперечнике. Форма их разнообразная, от угловатой до округлой с характерными зональными каймами закалки. Обломки погружены в более мелкую обломочную массу заполнителя. Далее в северо-

западном направлении происходит постепенное уменьшение размера обломков и появление единичных галек гранита.

Таким образом, в северо-западной части участка агломератовый поток сложен мелкообломочными агломератами, состоящими из обломков угловатой неправильной формы преимущественно основного состава (афанитовый, мелкозернистый, биотитизированный диабаз, миндалекаменный диабаз, кварц-эпидотовая порода), и единичными хорошо окатанными обломками гранита до 3-4 см в поперечнике. При прослеживании по простирацию горизонта агломератов наблюдается постепенное увеличение содержания гранитного материала в северо-западном направлении.

б) Более грубообломочные валунно-галечные агломераты и ксеноагломераты. Размер зеленокаменного обломочного материала варьирует в пределах от 0,5 до 15 см (преобладает 1-4 см) в поперечнике, редко встречаются хорошо окатанные валуны гранита размером до 0,2 м в поперечнике. Зеленокаменный материал представлен обломками афанитовых, мелкозернистых, биотитизированных диабазов и миндалекаменных диабазов. В обломках эффузивов, как правило, наблюдаются каймы закалки. Вверх по разрезу отмечается постепенное уменьшение размера обломочных частиц до 2-3 см. Мощность 25,0 м.

в) Валунно-галечные агломераты и ксеноагломераты. Массивные грубообломочные образования с размером зеленокаменных обломков до 15-20 см в поперечнике. Обломочный материал представлен афанитовым, мелкозернистым и миндалекаменным диабазом. На выветрелой поверхности отдельных обломков сохранились корочки закалки до 0,3 см толщиной. В кровле ритма породы постепенно становятся более мелкообломочными. Отмечены единичные гальки гранита размером до 0,2 в поперечнике. Мощность до 30 м.

В агломератах и ксеноагломератах двух последних ритмов наблюдается определенная закономерность, выраженная в уменьшении размеров обломков и увеличении пестроты их петрографического состава, в частности, в повышении содержания гранитного материала в северо-западном направлении.

5. Ритмично построенная линза агломератов перекрывается серией лавовых потоков мощностью до 130-140 м, быстро выклинивающихся в северо-западном направлении.

6. На окремненных лавобрекчиях верхнего потока с нерезким контактом залегает линзовидное тело мощностью до 12 м, сложенное эффузивно-пирокластическими образованиями типа агломератов (в подошве) и ксеноагломератов, состоящими из угловатых и угловато-округлых обломков диабазовых пород, единичных галек и валунов гранита (иногда с коркой закалки) в мелкощебенчатом цементе, „пропитанном“ кремнистым материалом. В кровле линзы в ксеноагломератах наблюдается неясная слоистость, обусловленная чередованием слоев крупно- и мелкообломочного состава.

7. Выше с четким контактом на сильно окварцованные в кровле агломераты и ксеноагломераты ложатся афанитовые трещиноватые диабазы следующего лавового потока. Далее снова следуют породы типа туфоконгломератов, состоящие из преобладающих валунов основных эффузивов с небольшой, но постепенно увеличивающейся вверх долей галек и валунов плагиомикроклинового гранита. Выше они перекрываются конгломерато-брекчиями гранитного состава.

Как видно из приведенного описания, для разреза участка „Чебино“ характерно наличие серии выклинивающихся лавовых потоков, сменяемых по простирацию в северо-западном направлении ритмично построенными пластами агломератов (возможно, двух типов) и ксеноагломератов. Далее к северо-западу последние, частично переслаиваясь, постепенно переходят в ритмично-слоистые туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосланцы, развитые в северо-западной части структуры в районе оз. Лага.

Породы вулканогенно-осадочной толщи широко распространены в юго-восточной части Кумсинской структуры (рис. 13), где в районе пос. Падун они слагают линзовидную полосу северо-западного простираения, вытянутую согласно с простираением вулканогенной толщи сариолия, развитой с юга, а с севера граничат со среднепротерозойскими осадочными образованиями ятулия.

В основании вулканогенно-осадочной толщи развиты разнообразные грубообломочные зеленокаменные породы с текстурными и структурными особенностями, характерными для смешанных вулканогенно-осадочных образований, значительная часть которых фациально переходит по простирацию в породы вулканогенной толщи комплекса. Породы этих двух толщ совместно слагают южное крыло Кумсинской синклинальной структуры и моноклинально падают на север-северо-восток под углами от 45 до 90° (в кровле толщи).

В этой части Кумсинской структуры наблюдается следующий разрез (рис. 18, 20) вулканогенно-осадочных образований сариолия (снизу вверх).

1. Пирокласто-осадочные образования, слагающие как в плане, так и в разрезе линзу северо-западного простираения длиной до 2,5–3 км при мощности 0–40 м, согласно залегающую на лавовых потоках вулканогенной толщи. Горизонт пирокласто-осадочных образований максимальной мощностью 40 м имеет (снизу вверх) следующий разрез.

а) Зеленовато-серые, в выветрелом состоянии светло-серые туфоалевролиты с тонкой параллельной слоистостью, часто подчеркнутой присутствием нитевидных прерывистых обособлений (длина 1–1,5 см, толщина 0,1 см) пирротина. Отмечаются миндалевидные обособления кварца. В верхней части разреза в туфоалевролитах появляются обломки

основных пород (до 20%) гравийного, реже галечного размера. Мощность 28-30 м.

Перерыв 5 м.

б) Зеленовато-серые галечно-гравийные туфоконгломераты и туфогравелиты. Они содержат большое количество обломков основных пород (до 50-70%) размером от 2-3 мм до 2-5 см в поперечнике. Состав обломков; афанитовый диабаз, плагиопорфрит, миндалекаменный диабаз, вариолит. Мощность 5 м. По простиранию эти образования выклиниваются среди лавовых потоков.

в) Пирокласто-осадочные образования, согласно перекрывающиеся выклинивающимся потоком основных эффузивов, сложенным в подошве афанитовым диабазом. Мощность потока, по видимому, составляет 15-20 м.

2. Эффузивно-пирокластические образования слагают линзу северо-западного простирания, согласно залегающую на подстилающих ее лавовых потоках вулканогенной толщи. Линза имеет довольно четкие границы. Верхняя граница определяется появлением в разрезе прерывистого линзовидного горизонта терригенных гранитных конгломерато-брекчий. Максимальная длина линзы до 6,0 км, мощность в центральной части линзы до 130 м. В северо-западном и юго-восточном направлениях эффузивно-пирокластические образования сменяются лавовыми потоками вулканогенной толщи.

Эффузивно-пирокластические образования представлены агломератами и ксеноагломератами, слагающими мощную (до 130 м) серию пластов-линз грубообломочного сложения с отсутствием внутри их какой-либо сортировки материала. В целом для толщи характерна очень грубая нечеткая параллельная слоистость, обусловленная наличием серии слоев близкого состава или грубым чередованием агломератов и ксеноагломератов.

Нижняя часть эффузивно-пирокластических образований наиболее полно обнажена и представлена ксеноагломератами.

Ксеноагломераты - это осадочно-пирокластические образования зеленовато-серого цвета, несортированные, массивные, псефитовые (валунно-галечно-гравийные). Обломки (70-80% породы) размером от гравия до валунов (0,5x1,0 м) погружены в цемент - заполнитель псефито-псаммитовой размерности. Состав обломков: афанитовый, мелкозернистый диабаз, мандельштейн, вариолит, реже плагиомикроклиновый гранит, кварцито-видная порода, кварц. Последние в отличие от преобладающего материала основного состава несут следы обработки от слабой до совершенной окатанности. Зеленокаменные фрагменты разнообразной формы, плохо или совсем не окатаны, довольно часто зональны (корочка закалки) или с реликтами зональности. Они часто напоминают форму пластичных тел (довольно плавные вогнуто-выпуклые заливообразные контуры при наличии шероховатостей поверхности). Содержание обломков осадочного

происхождения (терригенная примесь) гранитоидов, кварца, кварцитов достигает 20%. Какой-либо закономерности в распределении обломков в разрезе (размерность, наличие четких резких границ раздела) не наблюдается. Вероятно, ксеноагломераты слагают единый пласт (линзу) видимой мощностью 30 м.

В северо-западном направлении по латерали с приближением к эффузивам мощность эффузивно-пирокластических образований уменьшается. Наиболее полно переход к эффузивам представлен в районе южнее пос. Падун, где в нижней части разреза рассматриваемой линзы эффузивно-пирокластических образований развиты агломераты, переходящие непосредственно по простиранию в лавовый поток вулканогенной толщи. Наблюдающаяся здесь смена пород по латерали может быть выражена схемой: диабаз-лавобрекчия-агломерат-ксеноагломерат.

Агломераты представляют собой зеленовато-серые несортированные массивные псефитовые (галечные, галечно-гравийные) пирокластические образования. Обломки (70-80%) неправильной и изометричной формы размером до 5 см в поперечнике, иногда пластично деформированы, сцементированы более мелким псаммитовым заполнителем. В составе обломков и заполнителя наблюдается в основном афанитовый и мелкозернистый диабаз. В обломках часто наблюдается концентрическая зональность. Помимо зеленокаменных обломков встречаются единичные слабоокатанные обломки гранитного состава. Видимая мощность агломератов составляет 6,0 м.

Средняя (по мощности) часть линзы не обнажена, перерыв в обнажениях составляет около 35 м. В верхней части линзы наблюдается чередование эффузивно-пирокластических образований (снизу вверх).

а) Мелковалунный ксеноагломерат. Обломки существенно основного состава размером от гравия до валунов (0,2 м в поперечнике) располагаются в мелкообломочной псефито-псаммитовой массе заполнителя также основного состава. Помимо обломков основного состава в ксеноагломератах отмечаются слабоокатанные обломки габбро-диабазов, кварцитов и гранита (до 10%). Мощность слоя 2 м.

б) Мелкообломочный галечный агломерат, который в отличие от вышеописанных ксеноагломератов характеризуется значительно меньшим размером обломков и более постоянным их петрографическим составом, присутствием редких и единичных фрагментов кварцитов и гранитоидов. Мощность слоя 3 м.

в) Средневалунные ксеноагломераты с обломками от гравия до валунов (до 0,2-0,4 м в поперечнике) в псефито-псаммитовой массе заполнителя основного состава. Встречаются обломки кварцитов, габбро-диабазов и гранитоидов (гранит, пегматит). Мощность слоя 6,0 м.

Перерыв 1,0 м.

г) Крупновалунные ксеноагломераты с гальками метадиа-база и гранита. Мощность около 3,0 м.

д) Агломерат мелкогалечной размерности. Обломки существенно основного состава погружены в массу более мелкого зеленокаменного заполнителя. Содержится до 5% обломков гранитного состава. Мощность 3,5 м.

е) Крупновалунный ксеноагломерат с угловатыми, угловато-округлыми валунами (до 0,6x0,3 м) основных пород, а также пегматита, серого плагиогранита и гнейсо-гранита. Цемент мелкообломочный, основного состава. Нижняя граница резкая, отчетливая. Мощность 3,0 м.

Перерыв 2,0 м.

ж) Ксеноагломерат мелкообломочный мощностью 1,5 м.

з) Ксеноагломерат среднеобломочный с обломками до 7-8 см в поперечнике. Наряду с неокатанными обломками разнообразной формы встречаются обломки, несущие явные следы окатанности. Гранитный материал лучше окатан. Мощность 1,5 м.

и) Мелкообломочный ксеноагломерат мощностью 1,0 м.

Как видно из приведенного описания, для эффузивно-пирокластических образований характерна грубая ритмичная слоистость, обусловленная чередованием грубых слоев несортированных агломератов и ксеноагломератов, наличие между ними постепенных взаимопереходов как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

В верхней части разреза линзы в составе эффузивно-пирокластических образований наблюдается несколько большее содержание примеси гранитного материала осадочного происхождения. Эффузивно-пирокластические образования выше перекрываются прерывистым горизонтом гранитных конгломерато-брекчий.

3. Гранитные глыбово-валунные конгломерато-брекчии, в которых крупные обломки и более мелкая масса заполнителя представлены различными гранитоидами: розовым плагиомикроклиновым гранитом, серым плагиогранитом и пегматитом. Редко встречаются обломки кислых эффузивов с характерными вкрапленниками голубого кварца и обломки кварца. Крупные глыбы плагиомикроклинового гранита достигают размера 5-10 м. Некоторые из них расколоты на части без существенного перемещения последних. Крупные обломки имеют несколько округленные углы, более мелкий обломочный материал заполнителя - остроугольный, щебенчатый. Мощность 0-4 м.

4. Эффузивно-пирокластические и пирокласто-осадочные образования, непосредственно перекрывающие гранитные конгломерато-брекчии. Они образуют мощную (до 160 м) линзообразную пачку, породы которой прослеживаются до 7,5 км по простиранию. В северо-западном и юго-восточном направлениях породы пачки, расщепляясь на отдельные пласты, выклиниваю-

шиеся среди лавовых потоков, сменяются диабазами вулканогенной толщи. Этот переход осуществляется в соответствии с ранее отмечавшейся схемой фациальных замещений: туфобрекчия-ксеноагломерат-агломерат-лавобрекчия-диабаз.

Внутреннее строение пачки иллюстрируется последовательностью напластований в наиболее обнаженной западной части линзы (снизу вверх).

а) Валунно-галечный ксеноагломерат, состоящий из обломков зеленокаменных пород (80%) галечной размерности и валунов гранита (до 20%) размером до 0.4x0.8 м в поперечнике. Зеленокаменный материал представлен обломками угловатой и изометричной формы диабаз, миндалекаменного диабаз, мандельштейна, вариолита. Гранитный материал в отличие от зеленокаменного характеризуется сравнительно лучшей окатанностью. Видимая мощность 1 м.

Перерыв 17 м.

б) Миндалекаменные диабазы (2 м), сменяющиеся в кровле потока мощным горизонтом диабазовых лавобрекчий (25 м). Общая мощность 27 м. В восток-юго-восточном направлении лавовый поток быстро выклинивается.

в) На неровной поверхности лавобрекчий (с карманами до 0.5 м глубиной) залегают грубо ритмично-слоистые валунно-галечные ксеноагломераты (мощность 2 м), состоящие из обломков диабаз, миндалекаменного диабаз, лавобрекчий, реже валунов гранитоидов. Выше размер обломков уменьшается и порода переходит в галечные ксеноагломераты (2.0 м), состоящие из обломков диабазов, неокатанных, угловатых, с шероховатой поверхностью и со следами зональности, и гранитов. Последние имеют лучшую степень окатанности. Видимая мощность ксеноагломератов составляет 4-5 м. В параллельном разрезе, расположенном еще несколько далее к юго-востоку, глыбово-валунные конгломерато-брекчий интервала 3 перекрываются мощной ритмично-слоистой пачкой переслаивания ксеноагломератов и туфоконгломератов, соответствующих породам интервала 4, только что рассмотренного выше.

Здесь снизу вверх обнажаются следующие породы.

а) Ксеноагломераты валунно-галечной и галечной размерности, слагающие два ритма мощностью 10 и 5 м. В подошвах ритмов располагаются несортированные ксеноагломераты, состоящие преимущественно из обломков основных пород величиной 15-20 см. В породе присутствуют более крупные (до 0.5-0.6 м) и лучше окатанные фрагменты гранитов и кварцитовидных пород (до 20%). В кровлях ритмов обломочный материал имеет заметно меньшие размеры и представлен почти исключительно породами основного состава. Часто встречаются концентрически зональные обломки афанитовых и мелкозернистых диабазов. Ритмы имеют четкие границы. Мощность ксеноагломератов 15 м.

б) Туфоконгломераты слоистые. Слоистость обусловлена чередованием туфоконгломератов галечной размерности с содержанием до 70% обломков и редкогалечных туфоконгломератов через 0,7–0,9 м. Местами отмечается неясная косая слоистость. Мощность 4 м.

в) Ксеноагломераты крупновалунные и глыбовые. Крупные глыбы достигают величины от 0,5х0,8 до 1х2 м. Редкие валуны и глыбы сложены преимущественно гранитом. Щебенчатый заполнитель представляет собой смесь обломков афанитового и мелкозернистого диабаз, порфирита и гранита (10–30%). Фрагменты основных пород иногда зональны и имеют часто неправильную форму. Мощность 24 м.

г) Туфоконгломераты с косой грубой слоистостью, обусловленной чередованием мелкогалечных и крупногалечных туфоконгломератов. Мощность слоев 0,2–0,3 м. Мощность серии 2,0 м.

д) Ксеноагломераты валунные и галечные, грубослоистые. Слоистость грубая, параллельная, ритмичная, обусловленная чередованием валунных (в подошве) и галечных ксеноагломератов в кровле ритмов. Мощность ритмов от 2 до 14 м. Общая мощность ксеноагломератов 60 м.

Как видно из приведенного описания, вулканогенно-осадочные образования данного разреза представлены преимущественно грубослоистыми ксеноагломератами и туфоконгломератами, формирующими неравномерную грубую ритмично-слоистую толщу переслаивания. В подошвах мощных ритмов (20–60 м) развиты псефитовые ксеноагломераты, в кровле таких ритмов наблюдаются галечные туфоконгломераты и туфопесчаники (2–4 м). На фоне этой грубой ритмичности выделяется более мелкая ритмичность в ксеноагломератах, обусловленная закономерной сменой в разрезе псефитовых (валунно-галечных) ксеноагломератов в подошвах мелких ритмов (2–20 м) более мелкообломочными галечными ксеноагломератами в кровле ритмов (около 2 м). Переходы внутри ритмов постепенные. Для галечных туфоконгломератов и туфопесчаников характерна более тонкая (0,2–0,9 м) слоистость. Иногда встречаются косослоистые серии мощностью 2–4 м.

Все указанные образования на данном участке перекрываются фациально крайне изменчивой толщей ритмично-слоистых осадочно-пирокластических и пирокласто-осадочных образований.

5. Осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные образования слагают линзообразно выклинивающийся пласт северо-западного простирания длиной до 5 км при мощности до 50 м. По латерали как в северо-западном, так и в юго-восточном направлениях данные образования сменяются выклинивающимися потоками основных эффузивов вулканогенной толщи. Для этих разнообразных смешанных вулканогенно-осадочных образований характерна резкая изменчивость состава с наличием переходов

от псефитовых ксеноагломератов и туфоконгломератов до туфоалевролитов и туфосланцев как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

Разрез данного линзообразного пласта в его средней наиболее удаленной от эффузивов части характеризуется следующим строением (снизу вверх).

а) Туфоалеврит тонкозернистый с неясной слоистостью, состоящий из обломочных алевритовых зерен кварца, плагиоклаза, эпидота, цоизита, амфибола и листочков биотита. Видимая мощность 0,5 м.

б) Туфоконгломераты мелкогалечные. Обломочный материал (до 70%) угловатый и угловато-окатанный. Преобладает зеленокаменный материал. Встречающиеся гранитные гальки лучше окатаны. Цемент псаммито-алевритовый. Мощность 1,5 м.

в) Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Слоистость градиационного типа, прямая. В подошвах ритмов располагаются грубозернистые массивные туфогравелиты и неяснослоистые туфопесчаники (0,12 м), постепенно переходящие выше в мелкозернистые туфопесчаники и туфоалевролиты (0,08 м) с параллельной тонкой слойчатостью в кровле ритмов. Границы ритмов четкие, часто неровные, размытые. Мощность ритмов от 0,20 м и более. Мощность пород 3,0 м.

г) Туфоалевролиты и туфосланцы ритмично-слоистые. Подошвы ритмов сложены туфоалевролитами, переходящими в кровле в туфосланцы. Мощность ритмов до 0,50 м. В кровле слоя находятся туфосланцы с неясной слоистостью. Мощность 2,5 м.

д) Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты ритмично-слоистые. В подошвах ритмов отмечаются туфопесчаники с гравием и галькой до 30% (мощность 0,20-0,30 м), сменяющиеся выше туфопесчаниками и туфоалевролитами (0,20 м). Мощность ритмов 0,40-0,50 м. Общая мощность пород 1,5 м.

е) Туфоконгломераты зеленокаменные с обломками хорошо окатанных гранитов и кварцитов. В подошве - валунно-галечные, в кровле - мелкогалечные (0,60 м). Зеленокаменные обломки представлены диабазом, мандельштейном, вариолитом и составляют до 80% объема породы. Цемент псаммито-пелитовой размерности. Мощность 1,5 м.

ж) Гравелитистые туфопесчаники, туфопесчаники и туфоалевролиты, неясно ритмично-слоистые. Мощность 1,0 м.

з) Туфоалевролиты тонкослоистые. Параллельная слоистость обусловлена сменой зернистости слоев. В верхней части слоя встречены единичные маломощные слои туфогравелитов. Мощность 12,0 м.

и) Мелкогалечные туфоконгломераты мощностью 2,0 м. Перерыв 3,5 м.

к) Туфоалевролиты с единичными редкими обломками основных пород и гранита. Мощность 2,0 м.

л) Туфоконгломераты мощностью 4 м.

м) Ритмичное переслаивание туфопесчаников, содержащих в подошве ритмов гравий и гальку, и туфоалевролитов. Мощность 7 м.

Перерыв 1.5 м.

н) Туфоконгломерат. Мощность 1 м.

о) Туфоалевролит с прослоями, содержащими гравий и гальку. Мощность 0.5 м.

Общая мощность данного интервала разреза 45–50 м.

Выше залегают гранитные конгломерато-брекчии.

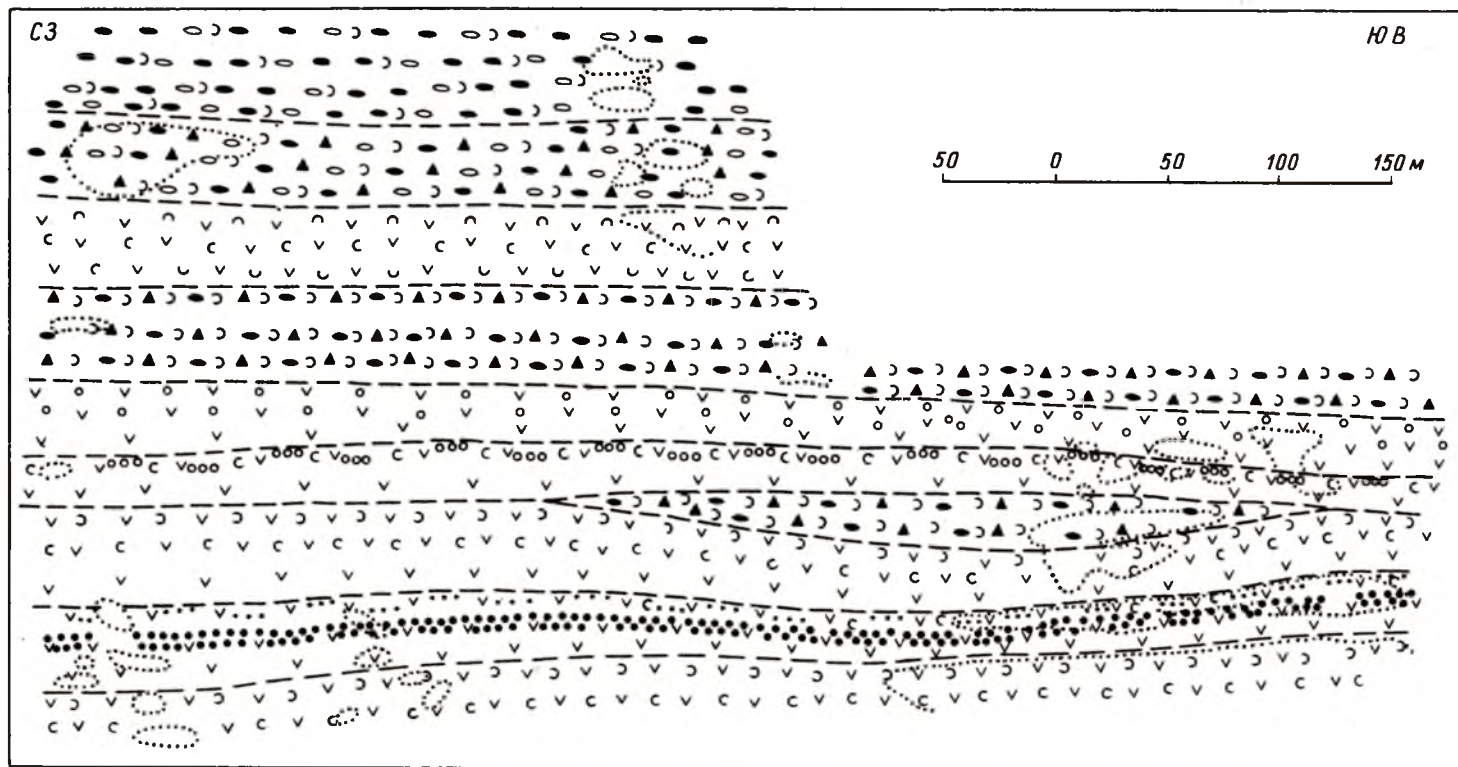
Как видно из приведенного описания, в разрезе по составу, текстурным и структурным признакам выделяются несколько типов пород, которые, закономерно повторяясь в разрезе, формируют ритмы. Как правило, ритмы имеют трехчленное строение. В подошвах ритмов – галечные массивные туфоконгломераты (1.5–4.0 м) с намечающейся неясной грубой слоистостью, обусловленной уменьшением размерности снизу вверх, большей частью с четкими нижней и верхней границами наслоения. Верхняя граница слоев часто неровная, размытая. В средней части ритмов – пачки (1–3 м) микроритмичных с градиционной прямой слоистостью туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфосланцев и переходных между ними разностей. Нижняя граница пачек четкая, верхняя нечеткая, расплывчатая. Границы микроритмов четкие, как прямые, так и волнистые, ритмы полные и неполные. Переходы внутри ритмов постепенные. Мощность микроритмов порядка 0.20–0.50 м и более. Участками такая микроритмичность усложнена грубой макроритмичностью, обусловленной появлением примеси более грубого галечного и гравийного материала. Кровли полных ритмов сложены ритмично переслаивающимися туфоалевролитами и туфосланцами (0.5–7.0 м) с тонкой слоистостью ленточного типа, иногда неясной. Мощности ритмов колеблются в пределах от 1.5 м (неполные ритмы) до 5–8 м (полные ритмы).

По латерали в направлении к вулканогенной толще описанные образования сменяются более грубообломочными ритмично-слоистыми пирокласто-осадочными образованиями. Близость эффузивов сказывается в появлении в разрезе последних прослоев осадочно-пирокластических образований типа ксеноагломератов. Характер данных образований иллюстрируется разрезом того же (5) интервала (снизу вверх), расположенным в 1 км к юго-западу от пос. Падун.

а) Ксеноагломерат валунно-галечный, в кровле крупно- и мелкогалечный. Мощность 8.0 м.

б) Переслаивание крупнозернистого туфопесчаника (слойки 0.35–0.40 м) и мелкогалечного туфоконгломерата (слойки 0.15–0.60 м). Слоистость переменная, грубая, границы нечеткие. Мощность 2.0 м.

в) Туфопесчаник крупнозернистый с неясной слоистостью. Мощность 1.0 м.



г) Переслаивание среднегалечных туфоконгломератов и туфогравелитов (слойки 10–12 см). Слоистость косая, пологая. Мощность серии 1,5 м.

д) Ксеноагломерат валунно-галечный, массивный. В подошве с валунами до 0,2–0,3 м в поперечнике, в кровле крупногалечный. Мощность 4,0 м.

е) Переслаивание галечно-гравийных туфоконгломератов и туфогравелитов. Слоистость грубая, мощность прослоев до 0,50 м. Мощность пород 1,0 м.

ж) Зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые туфопесчаники. Слоистость параллельная, тонкая, обусловленная изменением зернистости от туфопесчаников до туфоалевролитов. Мощность 5,0 м.

з) Ксеноагломерат валунно-галечный, в кровле переходящий в галечный, гравийно-галечный. Валунны размером до 15 x 20 см в поперечнике погружены в более мелкий обломочный материал размером от 2–3 мм до 5 x 10 см в поперечнике (преимущественно 2–7 см). Форма обломков угловатая, угловато-окатанная. Мощность 1,0 м.

и) Переслаивание галечно-гравийных туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. Мощность прослоев 0,35–0,70 м, слоистость переменная. Мощность 3,0 м.

к) Туфопесчаники тонкослоистые. Слоистость обусловлена изменением зернистости. Видимая мощность 0,40 м.

Перерыв 12 м.

л) Галечно-гравийный ксеноагломерат. Мощность 0,40 м. Перерыв 2,0 м.

м) Туфогравелит мощностью 0,40 м.

н) Туфопесчаник мощностью 0,40 м.

Общая мощность данного интервала разреза составляет 45 м.

Выше залегают гранитные конгломерато-брекчии.

В приведенном разрезе устанавливается ритмичность, аналогичная отмечавшейся выше. Некоторые отличия, связанные с близостью эффузивов, заключаются в более грубом составе пород и большем содержании в них пирокластики. Так, подошвы ритмов, как правило, сложены грубообломочными плохо сортированными ксеноагломератами (мощность 1–8 м), которые выше сменяются в ритмах грубым (через 0,35–0,7 м) чередованием туфоконгломератов, туфогравелитов и слоистых туфопесчаников (мощность этой части ритмов 1–3 м). Кровля полных ритмов представлена тонкослоистыми туфопесчаниками. Мощность ритмов достигает 11 м.

Рис. 21. Схематический продольный профиль по детальному участку р. Кубышкин. (Проблемы..., 1972).

Условные обозначения см. на рис. 19.

Из сравнения обоих интервалов разреза (5) видно, что в направлении на северо-запад по латерали туфоконгломераты сменяются более грубообломочными ксеноагломератами, микро-ритмично-слоистые туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевриты и туфосланцы — слоистыми, частью косослоистыми, более грубообломочными галечными, галечно-гравийными туфоконгломератами, туфогравелитами и, наконец, тонко- и микрослоистые туфоалевролиты и туфосланцы — тонкослойчатыми туфопесчаниками.

На продольном профиле через Кумсинскую структуру (рис. 18) видно, что вулканогенно-осадочные образования помимо сложных линзообразных участков в районах ог. Лага и пос. Падун слагают еще один аналогично построенный участок в районе г. Медвежьегорска. Строение вулканогенно-осадочных образований иллюстрируется здесь двумя разрезами: в западной (р. Кубышкин) и центральной (оз. Плотичье) частях участка.

В окрестностях р. Кубышкин (рис. 21) вулканогенная толща венчается серией лавовых потоков, сложенных афанитовыми диабазами и вариолитами, переходящими в кровле потоков в диабазовые лавобрекчии. Данная серия лавовых потоков выклинивается в юго-восточном направлении, сменяясь непосредственно по простиранию эффузивно-пирокластическими образованиями типа агломератов. Переход фронтальных частей лавовых потоков в агломераты постепенный.

Агломераты слагают линзовидное тело северо-западного простирания, согласное с простиранием лавовых потоков. В юго-восточном направлении происходит увеличение мощности данных образований за счет выклинивания нижележащих лавовых потоков и смены их по латерали агломератами. Агломераты представлены массивными несортированными образованиями, сложенными угловатыми и угловато-округлыми обломками афанитовых, мелкозернистых, миндалекаменных диабазов, диабазовых порфиров, реже лавобрекчий. Размер диабазовых обломков от 0,5 до 30–35 см в поперечнике. Цемент — более тонко раздробленная масса аналогичного состава.

Выше в разрезе агломераты представлены двумя лавовыми потоками, из которых нижний сложен вариолитовым диабазом, а верхний — афанитовыми и миндалекаменными диабазами. Последние выше снова сменяются агломератами, в составе которых отмечаются редкие валуны (до 0,7х0,5 м в поперечнике) и гальки голубовато-серых сливных мелкозернистых кварцитов и кварцито-песчаников. Обломки кварцитов и кварцито-песчаников в отличие от зеленокаменного материала значительно лучше окатаны.

После залегающего выше лавового потока, сложенного преимущественно диабазовыми лавобрекчиями, переходящими непосредственно по простиранию в юго-восточном направлении в агломераты, снова лежит пласт агломератов, содержащий

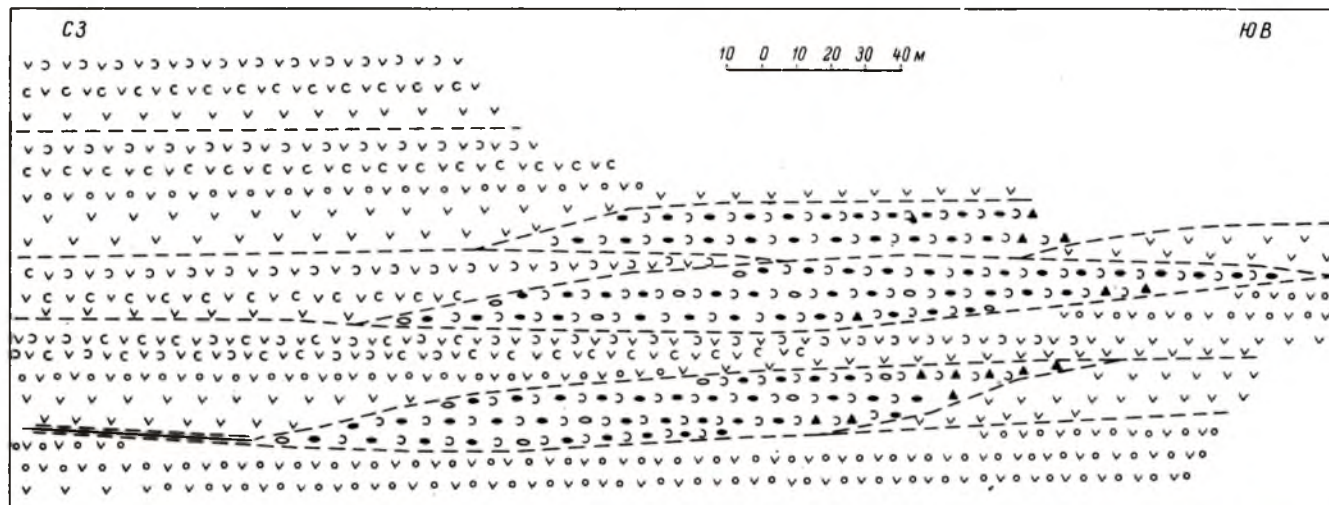


Рис. 22. Схематический продольный профиль по детальному участку оз. Плотичьего. (Проблемы..., 1972).

Условные обозначения см. на рис. 19.



Рис. 23. Эффузивно-пирокластические образования в районе р. Кумса (ксеноагломерат).

единичные обломки и валуны сливных кварцитов и кварцито-песчаников. В юго-восточном направлении по простирацию данного пласта наблюдается увеличение содержания частиц терригенного происхождения (кварцитов, гранитоидов) и агломераты постепенно сменяются ксеноагломератами.

В северо-западной части участка пласт агломератов перекрывается горизонтом ксеноагломератов. Ксеноагломераты в отличие от агломератов характеризуются повышенным содержанием обломков сливных кварцитов, габбро-диабазов и гранитов. Содержание их достигает 10–15%. В ксеноагломератах местами наблюдается довольно отчетливая грубая параллельная слоистость обусловленная размерностью слагающих их обломков.

Строение вулканогенно-осадочных образований, обнажающихся на побережье р. Кубышкин, как и во всех предыдущих разрезах, демонстрирует переходы от типичных лавовых пород (в данном случае в юго-восточном направлении) последовательно к агломератам, ксеноагломератам, туфо-конгломератам и конгломератам. Эти замещения по простирацию происходят на различных уровнях, что приводит к появлению переслаивающихся эффузивных, эффузивно-пирокластических, пирокласто-осадочных и иных пород.

Разрез вулканогенно-осадочных образований, развитых южнее оз. Плотичье на южной окраине г. Медвежьегорска, дает еще один пример перехода от пород вулканогенной

к вулканогенно-осадочной толще (рис. 22). Здесь среди лавовых потоков, сложенных афанитовыми диабазами, порфиритами, миндалекаменными диабазами и лавобрекчиями (кровли потоков), переслаиваясь с ними, залегают линзовидные тела агломератов и ксеноагломератов. Последние располагаются на продолжении выклинивающихся лавовых потоков таким образом, что лавобрекчии фронтальных частей потоков постепенно переходят в агломераты и далее в ксеноагломераты. Наиболее удаленные от фронта потока части линзовидных тел нередко сложены туфоконгломератами. Таким образом, здесь также наблюдается отмечавшаяся выше схема латеральных замещений: диабазы-лавобрекчии-агломераты-ксеноагломераты-туфоконгломераты.

Все рассмотренные выше вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования на всем протяжении Кумсинской структуры согласно перекрываются (рис. 18) пачкой конгломератов и конгломерато-брекчий существенно гранитного состава.

В нижней части пачки располагаются конгломераты, отвечающие, по принятой терминологии, полимиктовым, но со значительным количеством гранитного материала. В их составе отмечается обломочный материал различной крупности — от щебня до галек и валунов, сложенных кроме гранитов диабазами, зелеными сланцами и реже кварцем. Границы этого горизонта нечеткие, постепенные. Выше полимиктовые конгломераты сменяются гранитными.

Гранитные конгломераты и конгломерато-брекчии на 90-100% сложены различной крупности обломочным материалом гранитного состава. Среди материала обломков различаются серые плагиоклазовые гранито-гнейсы, плагиограниты и розовые плагиомикроклиновые граниты. Обломки, имеющие окатанную, угловато-окатанную и угловатую форму, цементируются мелко-обломочной массой гранитного состава.

В некоторых случаях конгломерато-брекчии почти на 100% сложены обломками гранитоидов в плотной упаковке. В условиях слабой обнаженности и высокой степени расщепления данные образования нередко картировались как выходы гранитов среди полей конгломератовых пород.

На неровной поверхности существенно гранитных конгломератов и конгломерато-брекчий несогласно залегают кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники нижнего ятулия. В ряде пунктов в подошве последних наблюдается кора выветривания (Соколов и др., 1970; Проблемы..., 1971), развитая на породах сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса в районах д. Плаковаара и пос. Падун (на конгломератах), южнее оз. Плотичьего (на конгломератах), далее к югу от предыдущего пункта (на основных эффузивах).

Район д. Святнаволок

В данном районе, геология которого изучалась большим числом исследователей и была описана в работах М. А. Гиляровой (1948, 1969), К. О. Кратца (1963), Л. Я. Харитоновой (1966) и других, сариолийские конгломератовая и эффузивная толщи прослеживаются с перерывами от пос. Эльмус на севере до ширины центральных частей оз. Пальеозеро на юге (рис. 24), где они погружаются под ятулийские образования. В северной части района конгломераты образуют синклинальную структуру, которая замыкается южнее пос. Эльмус. С запада конгломераты обрамляются гранитами, а с востока — основными эффузивами (рис. 25). В южном направлении эта широкая синклиналь перекрывается ятулийскими породами. Они также образуют синклинальную складку, располагающуюся на восточном крыле сариолийской синклинали почти на линии контакта конгломератов и основных эффузивов, т.е. залегающую с угловым несогласием на подстилающих породах. Западное крыло синклинали, сложенное конгломератами, прослеживается южнее д. Святнаволок, где также перекрывается ятулийскими породами (рис. 26).

Эффузивные образования в районе д. Святнаволок прослеживаются в виде полосы северо-западного простираения, которая от полуострова в северной части оз. Пальеозеро, расширяясь, уходит к северу от оз. Пальеозеро в район д. Эльмус (рис. 24). Обширное поле нерасчлененных основных лав в районе северного берега оз. Пальеозеро к настоящему времени изучено еще недостаточно, и приведенное здесь краткое описание серии лавовых потоков общей мощностью до 350 м характеризует лишь верхнюю часть разреза более мощной лавовой толщи (рис. 16, 27, см. вкл.).

В основании обнаженной части разреза установлены два лавовых потока, имеющих соответственно мощность 45 и 50 м, которые представлены диабазовыми порфиритами с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза. Потоки таких диабазовых порфиритов являются маркирующим горизонтом в разрезе лавовой толщи данного района, соответствующим верхнему маркирующему горизонту района р. Кумсы. Выше следует серия из 15 переслаивающихся лавовых потоков, имеющих мощность от 10 до 40–45 м.

По своему составу породы потоков достаточно однообразны и отличаются только текстурно-структурными особенностями. Подошва потоков обычно сложена мелко- или среднезернистыми диабазами с массивной, реже миндалекаменной текстурой, а кровля представлена миндалекаменными диабазами (мандельштейнами), пенистыми лавами и лавобрекчиями. Следует отметить, что в верхней части разреза кровлю большинства потоков составляют преимущественно лавобрекчии. Подробного описания разностей пород здесь не приводится, так как породы по своему

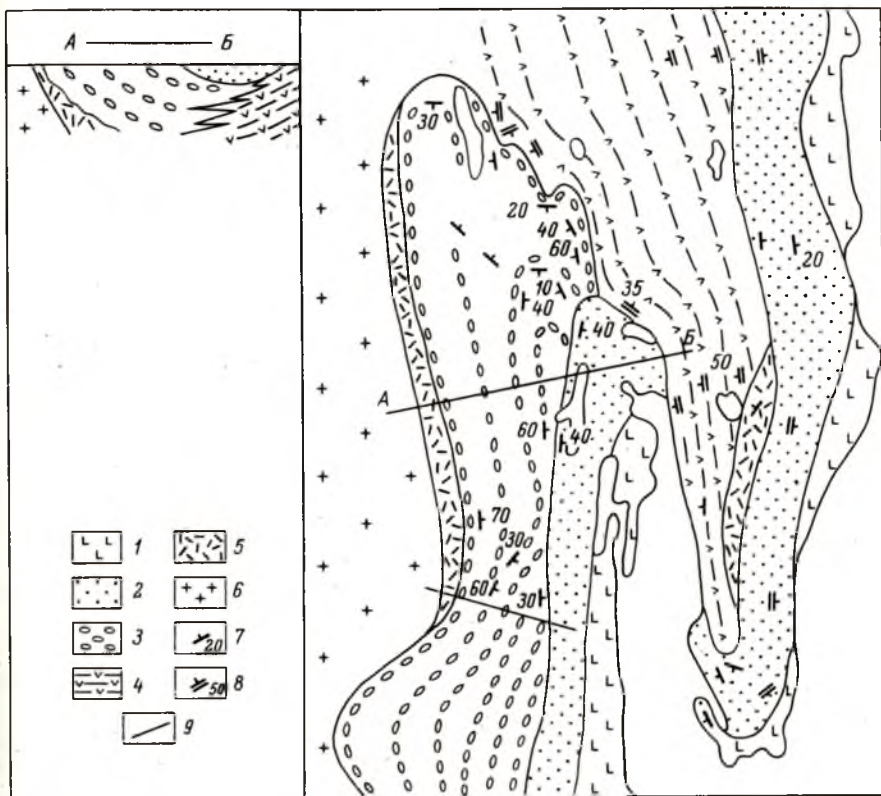


Рис. 24. Схема геологического строения района оз. Пальеозеро (д. Святнаволока). (Составлена с учетом материалов М. А. Гильяровой, Л. Я. Харитоновой, К. О. Кратца, В. А. Соколова и др.).

Ятулий: 1 - габбро-диабазы, 2 - кварцевые конгломераты, песчаники, алевролиты, диабазы; сариолий: 3 - осадочные, пирокласто-осадочные и эффузивно-пирокластические образования, 4 - эффузивные диабазы; лопий: 5 - кислые эффузивы; 6 - гнейсо-граниты; 7 - слоистость; 8 - элементы залегания эффузивов; 9 - линии детальных разрезов.

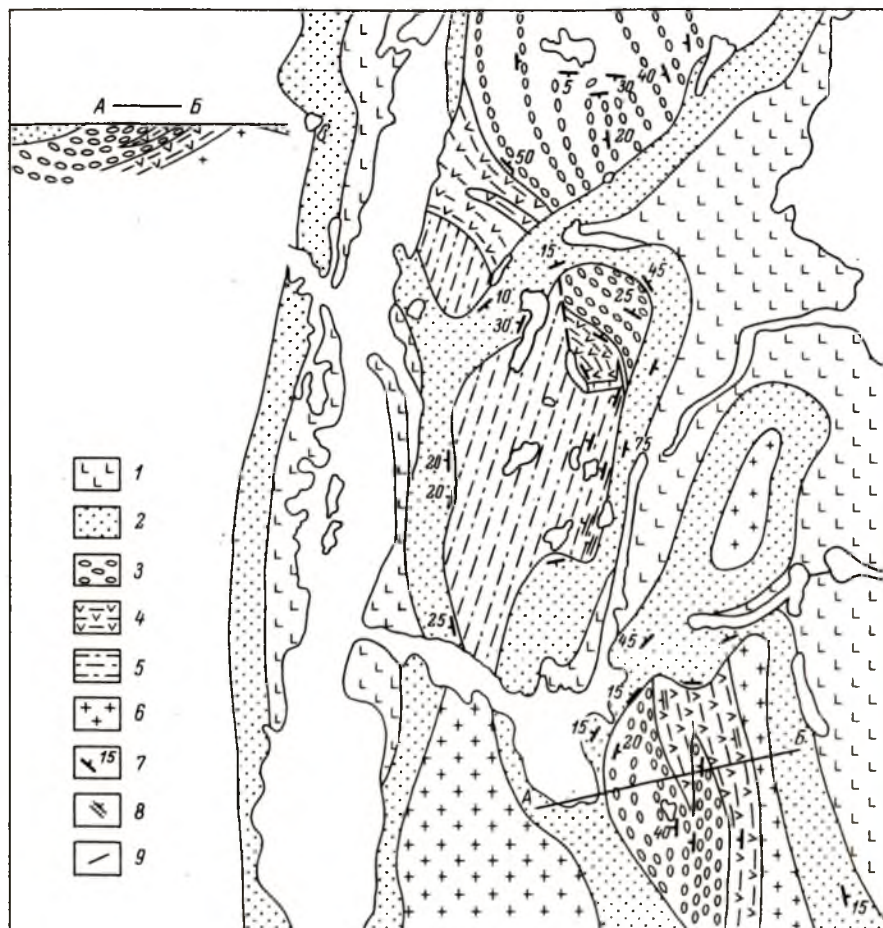


Рис. 26. Схема геологического строения района д. Койкары-пос. Гирвас. (Составлена с учетом материалов М. А. Гиляровой, Л. Я. Харитоновой, В. А. Соколова и др.).

Язулий: 1 - габбро-диабазы, 2 - кварцевые конгломераты, песчаники, алевролиты, диабазы; сариолий: 3 - осадочные, пирокласто-осадочные и эффузивно-пирокластические образования, 4 - эффузивные диабазы; лопий: 5 - разнообразные вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя; 6 - гнейсо-граниты; 7 - слоистость; 8 - элементы залегания эффузивов; 9 - линия детального разреза.

минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, характеру строения лавовой толщи аналогичны лавовым образованиям района р. Кумсы (рис. 16).

Покровы (потоки) вулканогенной толщи имеют общее моноклиальное залегание с падением на запад под углом $15-20^{\circ}$. Такое же залегание, судя по слоистости, имеют конгломераты и другие породы, которые непосредственно перекрывают с запада вулканогенную толщу. Характер взаимоотношений конгломератовых и эффузивных пород в мелких складках, осложняющих восточное крыло Святнаволоксской синклинали в районе контакта последних, также свидетельствует об их согласном залегании.

В восточном крыле Святнаволоксской синклинали (3 км севернее оз. Салваламби) на неровной поверхности эффузивных диабазов, миндалекаменных диабазов и пенистых лав залегают образования конгломератовой толщи, различающиеся в нижней части по составу в участках контакта, прослеженного здесь непосредственно на протяжении 350 м. Снизу вверх на миндалекаменных диабазах здесь залегает (рис. 27, см. вкл.) следующий комплекс пород.

1. Тонко горизонтально-слоистые туфопесчаники и туфоалевролиты зеленоватые, темно-серые. Мощность 1 м.

2. Мелкообломочная туфобрекчия с прослоями щебенчатого гравелита. Мощность 3 м. Остроугольные обломки основных пород и изредка кислых эффузивов погружены в песчанистый тонко горизонтально-слоистый цемент, составляющий 70-80% объема породы. Слоистость в цементе обусловлена чередованием песчанистых (0,5-2 см) и нечетких темных туфогенных (1-3 мм) слоев.

3. Однородный алевритовый туф темно-зеленого цвета. Мощность 1,5 м.

4. Переслаивающиеся средне- и мелкозернистые туфопесчаники, среднеобломочные туфобрекчии, аналогичные ниже лежащим, с маломощными слоями зеленовато-серого туфа. Мощность 10 м. В средней части данной пачки переслаивания на туфобрекчиях залегает линзовидное тело кластолавы мощностью до 2 м, в которой угловатые обломки диабазов, миндалекаменных диабазов и реже пенистых лав сцементированы несколько окремненным афанитовым диабазом. Кластолава перекрывается туфопесчаником.

Выше этой пачки залегают брекчии кислых эффузивных пород.

В 300 м к юго-востоку в вертикальном обрыве, параллельном линии контакта, наблюдается несколько иной состав пород в основании конгломератовой толщи. Здесь на неровной поверхности миндалекаменных и афанитовых диабазов залегают такие породы (рис. 25).

1. Выклинивающийся к юго-востоку слой тонко ритмично-слоистых туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью до 8 м,

аналогичных лежащим в подошве разреза предыдущего участка. Слоистость обусловлена тонкими ритмами (0,2–2,0 см), сложенными большей частью туфопесчаником и в кровле – туфоалевролитами. Отмечаются знаки ряби и зоны смятия оползней.

2. Брекчия кислых эффузивных пород мощностью 11 м.¹ Состоит из угловатых обломков светло-серых тонкополосчатых кислых эффузивных пород,² сцементированных кремнисто-серицитовым материалом. В цементе присутствует большое количество сульфидов, преимущественно пирита и пирротина. В средней части интервала встречена „цепочка“ линзовидных тел мощностью до 2 м, сложенных диабазовыми кластолавами и брекчированным диабазом.

3. Мелковалунные и крупнообломочные агломераты мощностью 130 м. Породы состоят из угловатых и слабо округленных обломков диабазов и миндалекаменных диабазов. Изредка встречаются обломки кислых эффузивов. Цемент тонкокристаллический кварц-плагиоклаз-биотитовый с карбонатом. Среди агломератов встречена линза кластолав до 11 м мощностью.

4. Крупногалечный туфоконгломерат мощностью 5 м. Сложен окатанными гальками гранита, диабазы и кислого эффузива в преобладающем по объему туфопесчаном цементе. Туфопесчаник состоит из остроугольных песчинок кварца, кристаллов плагиоклаза, обломков мелкозернистого диабазы с четкой корочкой изменения (закалки?), пластинчатого биотита и рудного, сцементированных тонкокристаллической слюдисто-кварцево-полевошпатовой массой.

Перерыв 55 м.

5. Тонко ритмично-слоистые туффиты мощностью 15 м. Ритмы мощностью 0,7–4,0 см в подошве сложены алеврито-туффитом более светлой окраски, в кровле – зеленовато-серым микрослоистым пелито-туффитом. Состав пород кварцево-плагиоклаз-хлоритовый с карбонатом и листочками биотита. Слоистость местами мелковолнистая, наблюдаются также мелкие линзы пологой косой слоистости. Встречены воднооползневые текстуры. В верхней части интервала мощность ритмов увеличивается до 25–35 см. При этом внутри их четко наблюдается микроритмичность.

¹ Резкая смена пород по простирацию, выклинивание ряда слоев и за счет этого залегание брекчий кислых эффузивов на различных образованиях, в том числе и на подстилающих толщу эффузивах, заставляют предполагать наличие здесь довольно пересеченного погребенного рельефа.

² Источником этих обломков являются, по-видимому; кислые эффузивы, подстилающие конгломераты в западном крыле синклинали.

6. Переслаивание туфов, алевроито-туффов и туфопесчаников мощностью 15 м. Эти образования участвуют в построении ритмов мощностью 0,9–1,5 м, подошва которых сложена грубозернистым туфопесчаником, постепенно переходящим в кровле в алевроито-туффит и туф. Границы ритмов четкие, волнистые. В кровле наблюдается волнистая слоистость, местами линзочки более грубозернистого материала. Слойки участками брекчированы. Породы состоят из слабоокатанных кварцевых и полевошпатовых зерен, угловатых и остроугольных обломков плагиоклаза, кварца, хлоритизированной породы (стекла?), рудного минерала. Основная масса тонкокристаллическая, слюдисто-кварцевая, с более темными пепловыми частицами неправильной формы.

7. Туфобрекчии и туфопесчаники мощностью 60 м. Разнозернистые туфопесчаники залегают на неровной с „карманами“ и трещинами поверхности подстилающих пород. Выше туфопесчаники постепенно обогащаются мелкощебенчатым материалом и редкими валунами (размером до 15 см) миндалекаменного диабаз, афанитового диабаз, кислой эффузивной породы, туфоалевролита и в единичных случаях гранита. Обломки крупнее 0,5 см имеют сглаженные углы. Крупнообломочный материал распределен неравномерно, иногда полностью отсутствует, что обуславливает появление прослоев туфопесчаника.

8. Полимиктовые конгломераты и песчаники мощностью 40 м. Редкие валуны и гальки серого гранита различной зернистости, гранито-гнейса, туфопесчаника, кислых эффузивов и миндалекаменных диабазов размером до 15 см слагают примерно 40% объема породы. Цемент мелкощебенчатый, гранитного состава. По вертикали, а иногда и по горизонтали конгломераты переходят в песчаники полевошпато-кварцевого состава с биотитом и вкрапленностью сульфидов, образующие слои мощностью 1,0–1,5 м, чередующиеся с конгломератами. В отдельных слоях встречены срезающие друг друга косослоистые серии с разнонаправленным падением слоев.

В западном крыле синклинальной структуры севернее д. Святнаволок по руч. Эльмус (снизу вверх) был описан следующий разрез (рис. 27).

На поверхности плагиомикроклиновых крупнокристаллических розовых гранитов залегает пласт кислых эффузивных пород (кератофиры, кварцевые порфиры, их туфы) мощностью 200 м. Эти породы по особенностям строения и состава отличаются от сумийских и поэтому не рассматривались ранее. Предположительно можно отнести их к лопию.

Перерыв 90 м.

1. Глыбовые агломераты, в которых выделяются глыбы и обломки афанитовых и различной зернистости диабазов, миндалекаменных диабазов, нередко насыщенных миндалинами (пенистые лавы), хлоритизированного и биотитизированного диабаз. Размером до 0,5–1,0 м. Глыбы и обломки, закругленные в углах,

плотно прилегают друг к другу и цементируются тонкокристаллической кремнистой или кварцево-полевошпатово-биотитовой кристаллической массой. Местами в цементе встречаются миндалины карбонатно-кварцевого заполнения, мелкие обломки рудного минерала и плагиоклаза. В верхней части интервала наблюдаются редкие округлые валуны гранита и прослой брекчий кварцевого порфира.

2. Полимиктовые мелковалунные конгломераты мощностью 88 м. Несортированный обломочный материал неравномерно распределен в разрезе, встречаются участки мелкощебенчатых пород. Угловато-окатанные обломки крупнокристаллического розового гранита, аплитовидного гранита, биотитового гнейса, кераатофиров величиной до 0,2–0,3 м цементируются песчанистым серицит-кварцевым материалом, содержащим песчаники кварца, плагиоклаза, диабазы,

3. Переслаивание туфов, туфосланцев, туфопесчаников, туфобрекчий. Мощность 140 м. Слои мощностью 4–15 м четко отделяются друг от друга. Туф представлен темно-зеленой однородной неслоистой породой, состоящей из слюдисто-кварцевой с примесью тонкорассеянного рудного основной массы, в которой вкраплены мелкий таблитчатый биотит и мелкие обломки кварца, плагиоклаза, диабазы и хлоритизированного стекла. Изредка встречаются миндалины с кварцевой внешней и рудной (магнетит) внутренней частями. Контакты туфовых прослоев с песчаниками извилистые, заливообразные. Туфосланцы и туфопесчаники содержат значительное количество слабоокатанного алевритового и песчаного материала наряду с угловатыми обломками плагиоклаза, хлоритизированной породы и кварца.

Туфобрекчий, наиболее мощный (21 м) прослой которых располагается в нижней части интервала, сложены крупными остроугольными обломками (до 0,2–0,4 м) туфосланцев, кислых эффузивов, диабазов и розового крупнокристаллического гранита. Обломки цементируются крупнозернистым туфопесчаником, составляющим большую часть породы, и распределены неравномерно. Туфопесчаник обогащен расплывленным рудным веществом и содержит крупные кристаллы сфена.

В верхней части интервала встречены зеленовато-серые граувакковые туфопесчаники крупно- и среднезернистые, состоящие из кварцевых, плагиоклазовых, диабазовых и биотитовых песчинок в слюдисто-кварцевом цементе. Наблюдается слабо выраженная тонкая горизонтальная и мультобразная косая слоистость.

Все породы обогащены сульфидами.

4. Полимиктовые средне- и мелковалунные конгломераты мощностью 75 м. Встречаются прослой гранитных конгломератов, конгломерато-брекчий и полимиктовых серых туфопесчаников.

Валуны в конгломератах размером 0,15–0,3 м представлены крупнокристаллическим серым гранитом, биотитизированным

габбро-диабазом, полевошпатовым амфиболитом, альбитофиром и кварцевым порфиром, хлоритизированным диабазом и туфосланцем. Цементом является слабоокатанный до щебенчатого кварцево-полевошпатовый материал с биотитом и небольшим количеством песчинок диабаз. Прослой глыбовых гранитных конгломерато-брекчий имеют мощность 2-3 м, сложены глыбами гранита размером до 1.2 м, плотно прилегающими друг к другу. Щебенчатый цемент составляет незначительную долю породы.

Полимиктовые серые неслоистые однородные средне- и крупнозернистые массивные туфопесчаники, образующие прослой мощностью до 2-3 м, сильно обогащены сульфидами. В кровле прослоев располагаются тонкие слои зеленоватых туфоалевролитов.

5. Ритмично-слоистые туфосланцы и туфоалевролиты мощностью 15 м. Ритмы мощностью 0.5-1.0 см сложены микроритмично переслаивающимися (через 1-2 мм) туфосланцами и туфоалевролитами. Кровля слоев представлена серицит-кварцевым материалом с обилием таблитчатых листочков биотита, кристаллами рудного и тонкими иглами рутила. В подошве залегают алевролиты аналогичного состава. Крупные, размером до 2-3 мм, ромбические кристаллы доломита прорастают слои поперек. Границы слоев четкие, плоскости напластований отмечены распыленным рудным веществом. В интервале встречаются пльчатость, похожая на воднооползневые текстуры, и мелкие (2-3 см) косослоистые серии с пологими слоями. Туфоалевролиты непосредственно налегают на конгломераты, облекая валуны. Контакт отчетливый, без следов размыва.

6. Полимиктовые конгломераты мощностью 76 м. Породы крупно-, средне- и мелкогалунные с валунами (размером до 0.12-0.6 м) хорошо окатанной формы. Более мелкий галечный материал угловато-окатанный. Обломки представлены серовато-розовым гранитом, измененным габбро-диабазом, кислыми эффузивами, слюдястыми сланцами, афанитовым диабазом. Цемент серицит-полевошпато-кварцевый и серицит-кварцевый. В верхней части интервала располагается крупногалунный, преимущественно гранитный конгломерат, сильно выветрелый в зоне контакта с вышележащим ятулийским гранитно-кварцевым конгломератом. Гранитные валуны, содержащиеся в последнем, сложены интенсивно выветрелым гранитом и быстро исчезают при удалении от контакта. Все указанные породы имеют моноклинальное залегание с падением на восток под углами 30-60°, изредка положе (до 5°).

Район пос. Гирвас

Породы сумийско-сариолийского комплекса данного района по существу слагают южное продолжение площадей их развития в предыдущем районе. Отличие заключается в том, что если в окрестностях д. Святнаволок они образовывали в целом единую синклинальную складку меридионального простираения, лишь частью перекрытую ятулийскими толщами, то в окрестностях пос. Гирвас сариолийские образования обнажаются только в ядрах брахиантиклинальных складок (рис. 26), крылья которых сложены ятулийскими отложениями. В частности, обломочные породы и подстилающие их эффузивы слагают ядро ятулийской брахиантиклинали, расположенной в окрестностях оз. Немикас. При этом конгломератовые породы слагают здесь брахиморфную синклиналь с пологими крыльями. В юго-западном крыле этой синклинали конгломераты подстилаются эффузивными диабазами того же сариолийского комплекса.

Северная часть ядра Койкарской антиклинали также представлена сариолийскими образованиями — эффузивами и конгломератами, падающими в северо-восточном направлении. Здесь наряду с несогласным налеганием на эти толщи ятулийских конгломератов и песчаников отчетливо устанавливается резкое несогласие между сариолийскими эффузивами основного состава и подстилающими сланцевыми образованиями лопия, имеющими здесь субмеридиональное простираение.

Еще южнее сариолийские толщи вновь появляются в ядре ятулийской брахиантиклинали, где они слагают его западную часть, перекрывая граниты, развитые в восточной части ядра.

Во всех трех участках имеются примеры несогласного налегания ятулийских конгломератов и песчаников на сариолийские обломочные и эффузивные породы (Галдобина и др., 1971). В ряде пунктов в подошве ятулийских образований установлена кора выветривания, субстратом которой являются породы различных частей разреза сариолия данного района.

Детальному изучению подвергался разрез сариолийских образований в южной части района, западнее д. Красная Речка. Здесь на гранитах залегают эффузивные и конгломератовые породы (рис. 16, 27).

Непосредственные контакты основных эффузивов с гранитами не обнажены, перерыв в обнаженности между ними составляет 5–6 м. После перерыва встречены выходы мелкозернистых массивных диабазов с единичными миндалинами, выполненными кварцем. Кровля потока сложена миндалекаменными диабазами с „прослоями“ вариолитовых диабазов. Мощность первого потока около 50 м.

Второй и третий потоки по своему составу и строению близки, подошва этих потоков сложена мелкозернистыми диабазами с редкими миндалинами, а центральная часть и кровля —

миндалекаменными диабазами с массой мелких округлых и гороховидной формы миндалин, выполненных преимущественно розовым альбитом и кварцем, причем в кровле потоков насыщенность миндалинами настолько густая, что породы принимают вид пенистой лавы. Кроме того, в этих потоках отмечаются прослои диабазов с вариолитовой текстурой. Общая мощность этих потоков около 55 м. По своим текстурно-структурным особенностям породы потоков относятся к первому маркирующему горизонту.

Основание четвертого лавового потока сложено мелкозернистыми массивными диабазами с единичными миндалинами, выполненными кварцем. Кровля потока представлена миндалекаменными диабазами с массой кварцевых, хлоритовых, эпидотовых и биотитовых миндалин. Мощность потока 23 м.

Пятый и шестой лавовые потоки (мощностью 27 и 13 м) по своему строению и текстурно-структурным особенностям близки друг к другу. Подошва этих потоков сложена мелкозернистыми диабазами с массой мелких миндалин кварц-хлорит-биотит-эпидотового состава. Кроме того, в кровле потоков отмечаются крупные кварцевые миндалины размером до 10–15 см.

Маломощные седьмой и восьмой потоки (10 и 13 м соответственно) в подошве представлены мелкозернистыми массивными диабазами, а в кровле – миндалекаменными диабазами, вплоть до пенистых лав.

Девятый и десятый лавовые потоки мощностью соответственно 17 и 22 м имеют сходное строение. Подошва их сложена мелкозернистыми массивными диабазами с миндалекаменной текстурой, а кровля и центральные части лавовых потоков – лавобрекчиями.

Венчается разрез лавовой толщи в данном районе двумя потоками диабазовых порфиритов. Мощность одиннадцатого лавового потока около 32 м, а двенадцатого – 17 м. Подошва и центральная часть этих потоков представлены порфиритами с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза в массе породы. Ближе к кровле текстура породы становится миндалекаменной, а кровля обычно сложена пенистыми лавами и лавобрекчиями. Данные лавовые потоки являются вторым маркирующим горизонтом в лавовой толще.

Общая мощность разреза основных лав, состоящего из 12 лавовых потоков, составляет 280 м. Все описанные покровы имеют моноклинальное залегание с падением на запад под углом 45–50°.

Выше основных эффузивов залегают конгломераты, в которых (снизу вверх) описан следующий разрез (рис. 27).

1. Галечные и глыбовые туфоконгломераты мощностью 60 м. Поверхность контакта с подстилающими миндалекаменными диабазами неровная, в плане изгибается, как бы повторяя контуры погребенного рельефа. Преобладают валунные конгломе-

раты, сложенные окатанными валунами различных основных пород и гранита (до 30 %), среди которых встречаются нечеткие галечные прослои мощностью до 2-5 м. Цемент темный, зелено-вато-серый, состоит из материала разрушения основных пород. В верхней части интервала появляются прослои серых туфопесчаников, в которых местами заметна слоистость.

2. Туфопесчаники с прослоями конгломератов мощностью 65 м. Неяснослоистые серые среднезернистые туфопесчаники содержат прослои (от крупно- до мелкогалечных) конгломератов. Последние имеют четкий неровный нижний контакт с песчаниками и постепенный верхний. Сложены они окатанными и угловато-окатанными обломками гранита и изредка основных пород. Мощность 1-5 м.

3. Светло-серые мелко- и среднезернистые песчаники мощностью 120 м. Серицит-кварцевые песчаники, как правило, характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью. Встречено несколько маломощных косослоистых серий с параллельными границами и пологим падением слоев.

4. Гранитные конгломераты и брекчии мощностью 230 м. В нижней части преобладают угловато-окатанные и угловатые валуны, представленные гранитом и значительно реже породами основного состава. Выше обломки основных эффузивов почти не встречаются, порода сложена угловатыми и угловато-окатанными обломками гранита с минимальным количеством цемента, представленного разрушенным гранитным материалом. Обломки плотно упакованы, и состав породы настолько однороден, что в небольших обнажениях ее легко принять за трещиноватый или брекчированный гранит.

В рассмотренном разрезе обломочные образования сменяют лавы без каких-либо явлений переслаивания с ними. Среди обломочных пород мало пирокластики. Проследивая эту контактовую зону на север, удалось установить, что в северной части ядра данной ятулийской брахиантиклинали количество пирокластической составляющей в обломочных породах приконтактной зоны быстро увеличивается, появляются агломераты, переслаивающиеся с терригенными и лавовыми образованиями (рис. 28). Таким образом, разрез сариолийских образований севернее приобретает явные особенности кумсинского типа.

Район оз. Селецкого

Известные в данном районе образования конгломератовой толщи в виде узкой полосы прослеживаются от истока р. Лужмы на севере до пос. Гумарино на юге. С запада полоса ограничена перекрывающими конгломератовую толщу ятулийскими конгломератами, песчаниками и кварцитами восточного крыла Селецко-Янгосзерской структуры. В крайних пунктах полосы толща конгломератов несогласно уходит под ятулийские образования.

Породы эффузивной толщи здесь отсутствуют, и конгломераты непосредственно ложатся на размытую поверхность нижнепротерозойских зеленых сланцев или гранитов. Мощность конгломератов изменяется от 200 м на севере до 500–600 м на юге.

Породы конгломератовой толщи, развитые на восточном побережье оз. Селецкого, изучались П. Эскола (Eskola, 1919, 1925), который впервые выделил их здесь в самостоятельную стратиграфическую единицу – сариолий. Позднее эти образования рассматривались К. О. Кратцем и В. Я. Мейльбаум. Разрез близ истоков р. Лужма изучался также В. З. Негруцей (1971).

Ниже приводится описание двух основных разрезов конгломератовой толщи данного района.

Южнее истока р. Лужмы наблюдается такая последовательность пород (снизу вверх).

1. Гранитные конгломераты мощностью 15 м. На неровной поверхности сильно рассланцованных нижнепротерозойских зеленых сланцев с резким угловым и азимутальным несогласием по отношению к сланцеватости и полосчатости последних залегают крупновалунные гранитные конгломераты. Овально-вытянутые хорошо окатанные валуны размером 10–40 см, иногда до 1 м сложены серыми гранитами и гранито-гнейсами (90% валуны) и зелеными сланцами (10%). Размеры сланцевых валунов не превышают 10 см. Цемент слюдисто-кварцево-полевошпатовый.

2. Мелковалунные и галечные гранитные конгломераты, гравелиты и крупнозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники. Мощность 80 м. Нижняя часть существенно конгломератовая, верхняя – гравелито-песчаниковая. Слабо сортированный обломочный материал представлен гранитом (преобладает), пегматитом, кварцем и зелеными сланцами. Конгломераты образуют линзовидные прослои в песчаниках. В верхней части интервала наблюдается грубое переслаивание через 0,3–0,5 м крупнозернистых аркозовых песчаников и гравелитов.

3. Тонкое переслаивание (слойки 1–5 мм) мелкозернистых аркозовых песчаников и алевролитов. Мощность 5 м.

4. Грубозернистые аркозовые песчаники мощностью 10 м. Породы с прослоями мелкогалечных конгломератов, содержащих единичные валуны размером до 20 см, сложенные гранитом. Цемент биотит-полевошпато-кварцевый.

5. Мелкозернистые песчаники, алевролиты и сланцы. Мощность 50 м. Ритмично переслаиваются через 0,2–0,3 м. Внутри ритмов наблюдается микрослоистость и параллельные косослоистые серии мощностью 1–5 см с пологими слойками. Встречены следы оползания осадка. Состав пород биотит-полевошпато-кварцевый. В конце интервала встречаются редкие слойки крупнозернистого песчаника и гравелита.

Перерыв 40 м.

6. Биотит-полевошпато-кварцевые сланцы и алевролиты. Мощность 5 м. В породе наблюдается тонкая (1–10 мм) рит-

мичная горизонтальная слоистость типа ленточной. На неровной размытой поверхности сланцев, обогащенных в кровле мелкими октаэдрами магнетита, залегают ятулийские кварцевые конгломераты. Поверхность контакта слабо срезает слоистость сланцев.

Общая мощность осадков 185 м. Почти всюду преобладает гранитный материал или продукты его разрушения. Возможно, что мелко- и тонкозернистые образования содержат наряду с продуктами разрушения зеленых сланцев и туфогенную составляющую.

Разрез севернее пос. Гумарино значительно отличается от приведенного по мощности и характеру образований. Здесь в 100 м по мощности от ближайших выходов гранита (снизу вверх) описан следующий разрез (рис. 27).

1. Редкогалеchnые и мелковалунные, преимущественно гранитные конгломераты. Мощность 20 м. Валуны и гальки размером 0,1–0,2 м (реже до 0,3 м) гранитов, аплитов, пегматитов и гранито-гнейсов (80–90% обломков) и гальки зеленых сланцев, измененных амфиболитов и метадиабазов (10–20%). Встречаются прослои крупнозернистых аркозовых песчаников.

Перерыв 40 м.

2. Серые средне- и крупнозернистые аркозовые песчаники с биотитом. Мощность 35 м. В подошве интервала располагается прослой редкогалеchnого конгломерата. Местами в песчаниках наблюдается неясная крупная косая слоистость.

3. Серые среднезернистые аркозовые песчаники мощностью 15 м. В нижней части залегают гравелиты и крупнозернистые песчаники с постепенным верхним контактом. В породах рассеяны кубические кристаллы пирита, почти нацело замещенные окислами железа.

4. Пачки грубооритмичного переслаивания. Мощность 150 м. Прослежено девять ритмов мощностью 8–21 м. Ритмы в подошве сложены крупно-, реже мелковалунными гранитными конгломератами неплотной упаковки. Хорошо окатанный крупнообломочный материал представлен на 70–80% серыми гранитами и гнейсо-гранитами. Реже встречаются слабоокатанные валуны рассланцованных зеленокаменных пород и слюдисто-кварцевых сланцев.

По направлению к кровле ритмов происходит постепенный переход от валунных к мелкогалеchnым конгломератам и гравелитам. В кровле располагаются крупнозернистые песчаники с линзами гравелита и единичными мелкими валунами. В песчаниках наблюдаются параллельные однонаправленные косослоистые серии мощностью 0,15–0,40 м с пологими слоями, чередующиеся с горизонтально-слоистыми сериями мощностью 0,05–0,10 м. Иногда кровля ритма представлена размытым прослоем сланца, обломки которого встречаются в подошве следующего ритма. Встречено несколько неясных крупных косослоис-

тых серий мощностью до 7 м. Нечеткие слои имеют мощность до 0,7–1,0 м и сложены конгломератом в основании серий и гравелитов в кровле. Цементом конгломерата является песчано-гравийный полевошпато-кварцевый материал.

5. Переслаивание серых средне- и крупнозернистых аркозовых песчаников с мелкогалечными конгломератами. Мощность 50 м. Крупнообломочный материал представлен гранитами, гнейсо-гранитами, реже измененной основной породой, кварцем, сланцами. Слои песчаников мощностью 0,5–5,0 м чередуются с конгломератами и гравелитами через 0,5–1,0 м. В верхней части интервала (9 м) наблюдается мелкоритмичное переслаивание. Ритмы мощностью 0,2–1,0 м сложены гравелитом в подошве и мелко- и среднезернистым песчаником с горизонтальной слоистостью в кровле. Границы ритмов неровные. Встречается неясная косая слоистость. В породах рассеяны кубические псевдоморфозы лимонита по пириту.

6. Груборитмичная пачка мощностью 75 м. Ритмы мощностью 15–30 м сложены в подошве валунным конгломератом. Валунный размер 5–20 см неравномерно распределены в породе. К кровле конгломерат постепенно сменяется средне- и мелкозернистым аркозовым песчаником, содержащим отдельные гальки гранита, скопления их и линзы конгломерата. В кровле верхнего ритма отмечен размытый прослой серовато-зеленого биотит-полевошпатово-кварцевого алевролита со слоями песчаника. Обломки аналогичных пород встречаются в подошвах и нижележащих ритмов, что свидетельствует о явлениях размыва, имевших место перед накоплением большинства их них. В песчаниках наблюдается обилие кристаллов магнетита и пирита, большей частью замещенных окислами железа.

7. Крупно- и грубозернистые аркозовые песчаники мощностью 35 м. Песчаники слабо отсортированы, содержат прослой до 10 см гравелита и галечного конгломерата. В последних обломки представлены гранитом, гранито-гнейсом, аплитом, кварцем, рассланцованной основной породой и сланцами. По-прежнему присутствуют псевдоморфозы по пириту.

8. Мелкозернистый темно-серый аркозовый песчаник с обилием кристаллов магнетита и пирита. Мощность 50 м. В нижней части порода грубее (до крупнозернистой), с гравием и галькой.

9. Сланцы и алевролиты горизонтально-слоистые, мощностью 2 м. Состав пород биотит-полевошпато-кварцевый. Отмечается множество кристаллов магнетита. На неровной размытой поверхности сланцев, сильно ожежененных в зоне контакта, лежат ятулийские кварцевые конгломераты.

В данном районе сариолийские образования представлены почти исключительно обломочными песчано-конгломератовыми образованиями с преобладающим развитием обломков гранитов, гранито-гнейсов при подчиненной роли фрагментов амфиболитов и зеленых сланцев. Значительную часть разреза составляют

аркозовые гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и сланцев. При полном отсутствии эффузивных образований вулканогенный материал в виде туфовой примеси предполагается лишь в составе алевролитов и сланцев. В строении разреза прослежена ритмичность нескольких порядков.

Конгломератовые образования, имеющие в подошве некоторые признаки элювиально-делювиальных отложений, резко несогласно залегают на размытой поверхности древних гранитоидов и зеленых сланцев.

Верхний контакт толщи в связи с простираaniem пород параллельно простираанию ятулийских образований в большинстве случаев кажется почти согласным, однако наличие признаков ятулийского выветривания в зоне контакта, явления размыва, а также картируемые различия структурного плана сариолийских и ятулийских образований четко свидетельствуют о наличии перерыва и несогласия между ними.

В целом разрез сариолийских образований района по своим особенностям напоминает верхнюю, нормально-осадочную часть разреза района р. Кумсы и горизонты полимиктовых конгломератов и песчаников среди туфогенных образований районов Сятнаволоок и Гирвас.

Район оз. Сегозеро

В этом районе сариолийские образования развиты спорадически на небольших участках на южном (д. Карельская Масельга), северном (восточнее Орченьгубы) и северо-западном (д. Сондалы) берегах озера, где они несогласно перекрывают граниты, сланцевые толщи либо имеют согласное залегание с подстилающими их основными эффузивами. Ятулийские толщи, имеющие широкое площадное развитие, несогласно перекрывают сариолийские образования.

В окрестностях д. Карельская Масельга конгломераты известны на нескольких участках, западнее и восточнее шоссе-ной дороги к югу от деревни (рис. 28). Из-за неравномерной обнаженности представилась возможность провести детальное описание разреза только на одном участке - в районе месторождения горшечного камня Турган-Койван-Аллуста. Здесь на серых плагиогранитах с голубым кварцем снизу вверх залегают следующие породы.

1. Валунно-галечный конгломерат мощностью 11 м. Угловатые и плохо окатанные валуны и гальки гранитов и гнейсогранитов, реже зеленых сланцев, амфиболитов цементируются слюдистым аркозовым цементом с примесью хлоритового материала.

2. Мелкообломочные конгломерато-брекчии мощностью 2 м. Угловатые и с закругленными углами обломки гранита, составляющие около 20-30% объема породы, неравномерно распределены

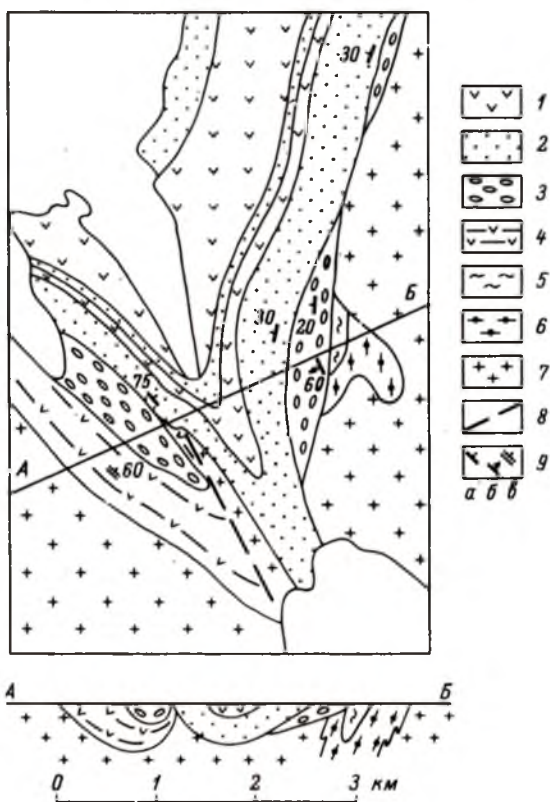


Рис. 28. Схема геологического строения участка д. Карельская Масельга, (Этапы..., 1973).

Ятулий: 1 - диабазы, 2 - гравелиты, песчаники, кварцито-песчаники; сариолый: 3 - конгломераты и брекчии, 4 - эффузивные диабазы; лопий: 5 - серпентиниты, тальк-хлоритовые сланцы, 6 - амфиболиты; 7 - гранитоиды; 8 - разлом, 9 - элементы залегания слоистости (а), сланцеватости (б) и пластовой отдельности (в).

в щебенчатом цементе. Распределение крупных обломков подчиняется весьма нечеткой слоистости. Внутри некоторых прослоев удлиненные обломки ориентированы под пологим углом к плоскостям напластований и создают впечатление очень неясной косой слоистости.

3. Среднеобломочные брекчии мощностью 8 м. Фрагменты гранитов, зеленых и тальк-хлоритовых сланцев цементируются щебенчатым материалом, содержащим большое количество мелких сланцевых обломков.

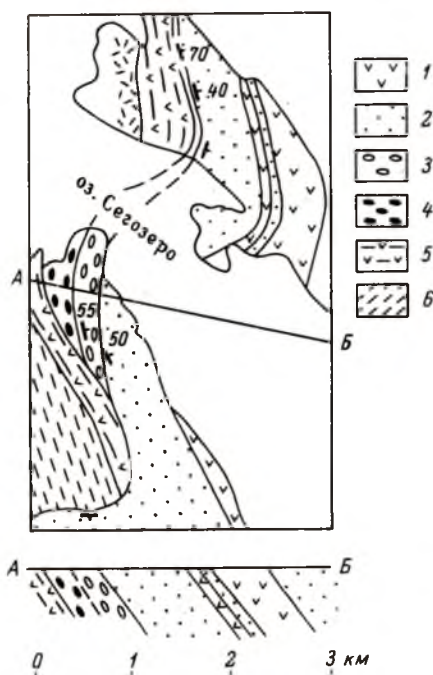


Рис. 29. Схема геологического строения участка о-ва Сондалы (оз. Сегозеро). Составлена с учетом материалов М. А. Гиляровой, Л. Я. Харитоновой, В. З. Негруца.

Ятулий: 1 - диабазы, 2 - песчаники, кварциты; сарилий: 3 - осадочные образования (гранитные и полимиктовые конгломераты), 4 - пирокласто-осадочные и эффузивно-пирокластические образования, 5 - эффузивные диабазы; лопий: 6 - полосчатые и филлитовидные сланцы.

4. Крупногалечный конгломерат мощностью 2.5 м. Конгломерат представлен крупными гальками и редкими валунами гранитов окатанной формы, цементирующихся дезинтегрированным гранитным материалом. Здесь ятулийское выветривание, заметное и в нижележащих горизонтах, привело к тому, что полевые шпаты галек и цемента полностью замешены серицитом, и гальки различаются только на дневной поверхности породы благодаря сохранению гранитной структуры. В средней части интервала располагаются маломощные линзы ятулийских инфильтрационных карбонатов, здесь же широко развита хлоритизация породы.

На неровной поверхности выветрелых конгломератов с размывом залегают ятулийские кварцевые гравелиты.

Общая видимая мощность пород конгломератовой толщи составляет 23.5 м.

На северо-западном берегу оз. Сегозеро на мысе Каннус-ниими (напротив острова и д. Сондалы) в основании конгломератовой толщи залегают эффузивные диабазы (рис. 29). Обнаженная часть их разреза состоит из нескольких потоков. Характер перехода от эффузивов к конгломератам и мощность перерыва между ними не установлены.

Ниже приводится разрез конгломератовой толщи снизу вверх (рис. 27).



Рис. 30. Зональные вулканические бомбы в эффузивно-пирокластических образованиях о-ва Сондалы.

1. Ксеноагломераты, туфобрекчии и туфоконгломераты.

Мощность 120 м. В составе галечного материала резко преобладают угловато-округлые, угловатые, реже округлые фрагменты диабазов и мандельштейнов до 20 см в поперечнике зеленовато-серого и более светлых оттенков, вплоть до белесых и слабо-зеленоватых. Встречаются единичные обломки диабазовой лавобрекчии.

Характерной особенностью галек основных пород является их зональность, массовая в нижней части и редко наблюдаемая вверх. Зональность, как правило, представлена светлой каймой вдоль контура галек, однако часто наблюдаются две, три и даже четыре внутренние концентрические светлые зоны мощностью 1–3 мм (рис. 30). Иногда встречаются фрагменты с несколькими самостоятельными центрами систем концентрических зон, всегда разделенных тонкими залеченными трещинками. Отдельные крупные фрагменты имеют сложную неправильную „закрученную“ форму с сингенетической трещиноватостью типа „хлебной корки“, напоминающую очертания вулканических бомб. Гальки основных пород, особенно измененного состава, несколько вытянуты по сланцеватости, чего не наблюдается у гранитных галек.

Гранитоиды представлены окатанными, угловато-окатанными гальками и валунами плагиогранита размером 5–10 см (до 30 см), к которым в средней и верхней частях интервала присоеди-

няются редкие фрагменты гнейсов, мигматитов, плагиомикроклиновых гранитов и гранитов с голубым кварцем. Внизу интервала гранитоидные фрагменты составляют 10–20% породы, вверх их количество растет до 25–30%.

Гальки прочих пород составляют незначительную долю. По частоте встречаемости среди них можно отметить (с убыванием): кварцевые, зеленосланцевые, а также гальки серицитовых, серицит-хлоритовых, кварцево-серицитовых, полевошпато-кварцевых сланцев. Крайне редки гальки плагиопорфиров и кераатофиров, амфиболитов, кварцитов.

Цемент, составляющий от 15–30% породы внизу интервала до 10–15% вверх, обычно представлен разнозернистым темным, зеленовато-серым слюдисто-песчанистым материалом с большим количеством мелких обломков основных пород. Изредка цемент тонкий, алеврито-пелитовой размерности, темно-зеленый. В верхней части интервала в цементе заметна доля гранитной дресвы.

По всему интервалу наблюдается большое количество тонких (0,5–4 мм) кварцевых, редко кальцитовых жилок, беспорядочно рассекающих цемент, а изредка и гальки. Местами количество жилок так велико, что порода приобретает вид кремнистого „туфа“.

В разрезе через 1–5 м наблюдается грубое чередование пород с различной размерностью фрагментов, плотностью упаковки и сортировкой обломочного материала. В целом сортировка очень слабая, границы слоев нечеткие, постепенные. Сами слои часто выклиниваются. Встречаются единичные безгальечные линзовидные прослои мощностью 0,1–0,3 м, по составу соответствующие вышеописанному цементу.

2. Полимиктовые, преимущественно гранитные конгломераты. Мощность 220 м. Переход пород предыдущего интервала происходит в маломощной (10 м) пачке переслаивания валунных и редкогальечных конгломератов. Гранитные фрагменты полимиктовых конгломератов имеют угловато-окатанную, а чаще хорошо окатанную овальную форму. Размер их в различных слоях изменяется в пределах 10–15 см, редко достигает 30 см. В среднем валуны и гальки гранита составляют примерно половину породы, пределы содержания колеблются от 20 до 60%, в единичных случаях (прослои мощностью не более 1 м) до 80%.

Вторым по значению компонентом пород является сланцевая „брекчия“. Слово „брекчия“ взято в кавычки, так как угловатыми сланцевые фрагменты можно назвать лишь морфологически за их „ксеноморфные“ очертания, обусловленные сильным рассланцеванием породы. Предположение о иной первичной форме сланцевых фрагментов опирается, кроме того, на следующие факты:

а) в подошве интервала встречаются фрагменты зеленого оталькованного сланца, который к центру переходит

в плотный и прочный метадиабаз или миндалекаменный диабаз;

б) сланцевые фрагменты, содержащие кварцевые и кальцитовые миндалины; до 2-3 мм в диаметре, встречаются в нижней части интервала.

Цвет сланцевых фрагментов в нижней части интервала зеленый, в средней — оранжевый и коричневый (снаружи), в свежем сколе — зеленый, выше наряду с оранжевыми появляются коричневатые-черные обломки, в кровле сланец имеет зеленый цвет с оранжевыми пятнами и полосами.

Сланцевая брекчия составляет 10-40% объема пород, чаще всего 20-30%. Обломки основных эффузивов, обильные в предыдущем интервале, редки и сложены сильно измененными афанитовыми или миндалекаменными диабазами, похожими на сланец или ороговикоманными. В крупнообломочном материале изредка встречаются гальки кварца, амфиболита, хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев, полосчатых филлитов и плагиопорфиров. Цемент, составляющий 10-20% породы, представлен слюдисто-песчаным аркозовым материалом.

Чередование валунных, галечных и редкогалечных конгломератов через 1-15 м создает нечеткую грубую слоистость. Песчаниковые безгалечные прослои, местами присутствующие в разрезе в большом количестве, усложняют эту грубую слоистость. Прослои песчаников мощностью от 5 см до 1,5 м обычно линзовидные, иногда имеют сложное внутреннее строение, обусловленное внутренними скоплениями галечного материала, напоминающее мульдобразную слоистость. В отдельных случаях встречены небольшие (до 1 м), довольно крутопадающие по отношению к общей слоистости линзовидные свободные от галек участки, являющиеся, по-видимому, слоями с очень нечеткой косой слоистостью.

В кровле интервала наблюдается существенное ожелезнение пород, сильная выветрелость гранитных галек и цемента. На неровной поверхности конгломератов с размывом залегают грубозернистые песчаники ятулия.

В северном направлении (на о-ве Сондалы) полоса, занятая породами конгломератовой толщи общей мощностью до 340 м, скрывается под ятулийскими образованиями. Здесь, так же как и южнее описанного разреза, ятулийские породы с угловым и азимутальным несогласием перекрывают непосредственно эффузивы, подстилающие конгломераты. Указанные взаимоотношения между названными породами хорошо показаны на геологической карте, составленной В.З. Негруца (1971), который приводит и описание разреза сариолийских образований.

Сариолийские образования данного района имеют вполне определенные прототипы в ранее рассматривавшихся районах и потому не требуют специального обсуждения. Так, разрез у о-ва Сондалы по своим особенностям является повторением

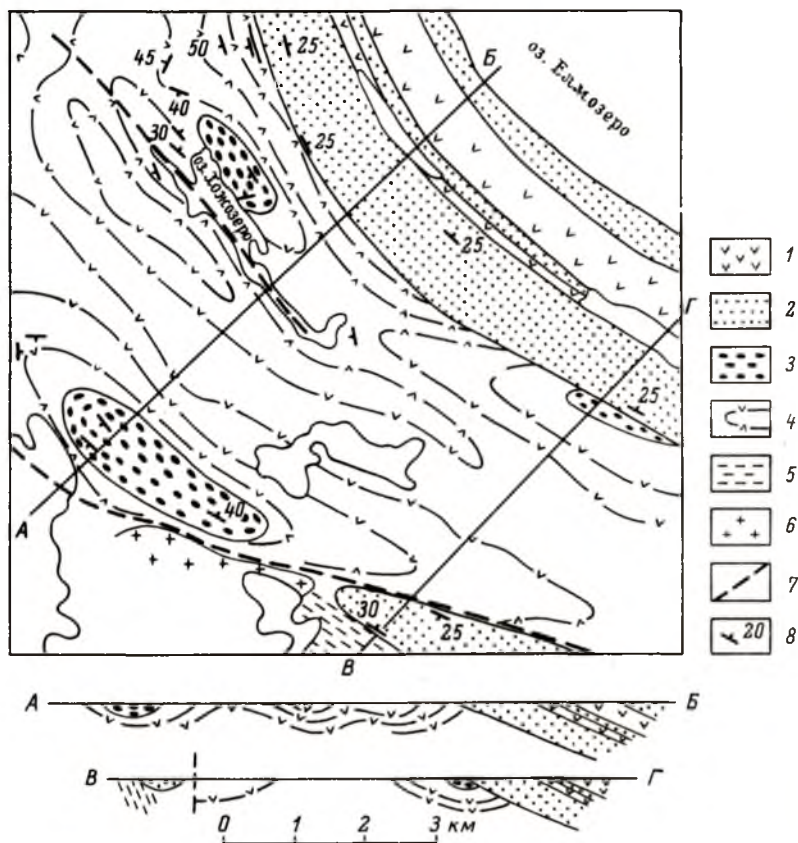


Рис. 31. Схема геологического строения участка оз. Хожозеро (Этапы..., 1973).

Ятулий: 1 - диабазы, 2 - кварцито-песчаники, алевролиты; сариолий: 3 - вулканогенно-осадочные образования, 4 - эффузивные диабазы; лопий: 5 - филлитовидные сланцы; 6 - гранитоиды; 7 - линии тектонических нарушений; 8 - слоистость и пластовая отдельность (в диабазах).

разрезов типа кумсинских или севернее оз. Салваламби в районе д. Святнаволок, а разрез у д. Карельская Масельга, где мы видим лишь крайние нижние части конгломератовой толщи, подобен сариолию побережья оз. Селецкого. Вулканогенная (лавовая) часть разрезов этого района, как и ранее охарактеризованных участков, представлена главным образом переслаивающимися лавовыми покровами и потоками, среди которых пиро-

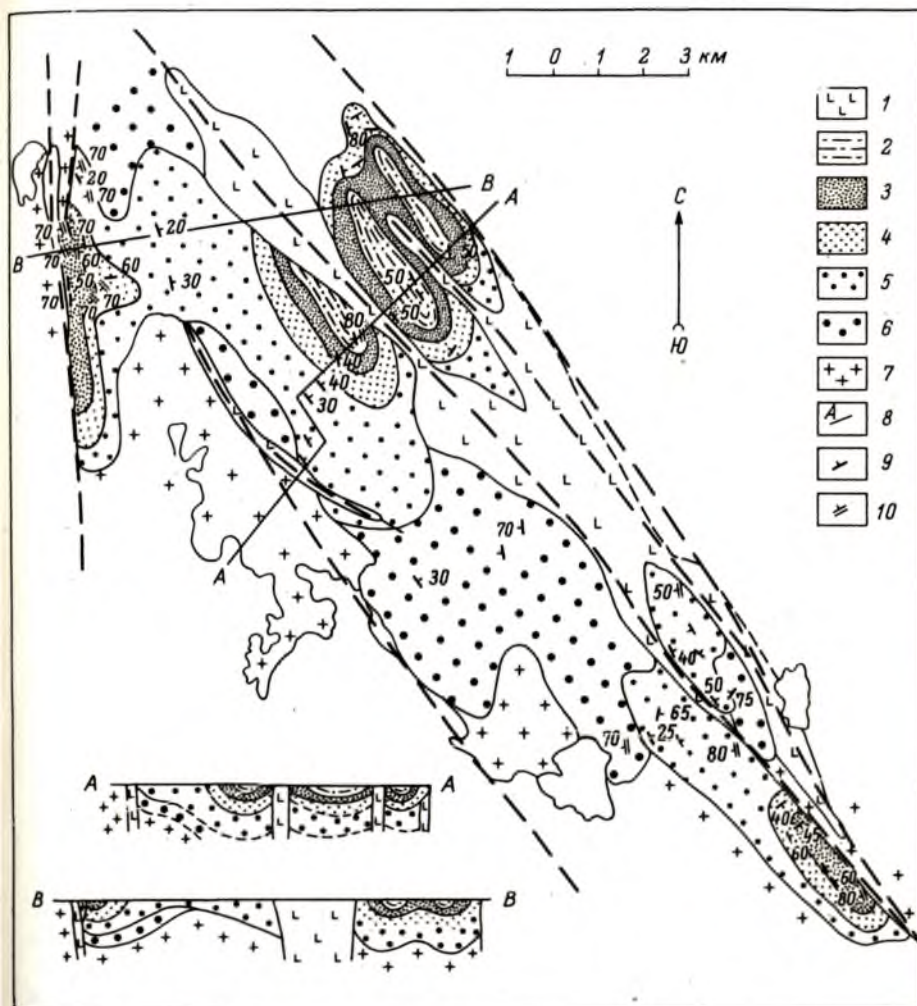


Рис. 32. Схема геологического строения района оз. Лубоярви (Соколов и др., 1970).

Ятулий: 1 - габбро-диабазы, 2 - алевролиты и песчаники, 3 - кварциты, 4 - песчаники, 5 - гравелиты, песчаники, алевролиты; сариолый: 6 - гранитные и полимиктовые конгломераты; 7 - гранитоиды; 8 - линии разрезов; 9 - элементы залегания слоистости; 10 - элементы залегания сланцеватости.

кластический материал имеет большое развитие. В районе северного берега оз. Сегозеро (залив Орченьгуба) в одном из эрозионных „окон“ древних пород ятулийского фундамента установлено не менее 7 лавовых покровов общей мощностью примерно 150 м. Широко развиты основные эффузивы также на о-ве Сондалы и на западном берегу оз. Сегозеро.

Широкая полоса основных лав от оз. Сегозеро непрерывно прослеживается в район озер Хожозеро (рис. 31) и Маслозеро. По своему внутреннему строению и текстурно-структурным особенностям эффузивы этого района являются аналогичными образованиям ранее охарактеризованных участков. Это сходство усиливается наличием в районе оз. Хожозеро лавовых покровов, сложенных плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами, которые в районе Северного и Западного Прионежья слагают верхний (второй) маркирующий горизонт. Кроме того, в верхней части разреза сариолийских образований района оз. Хожозеро-д. Веньгигора установлены мелкообломочные агломераты, ксеноагломераты, состоящие из преобладающих обломков основных лав и реже обломков гранитов.

На лавобрекчиях Орченьгубы, пенистых лавах и лавобрекчиях миндалекаменных диабазов и на конгломератах района о-ва Сондалы установлена кора химического выветривания предьятулийского возраста. Породы сариолийского комплекса данного района с угловым и структурным несогласием перекрываются ятулийскими образованиями.

Западнее и северо-западнее оз. Сегозеро сариолийские образования обнаружены во многих районах: у озер Лубоярви, Мотко, Волома и т.д.

В районе оз. Лубоярви развиты (рис. 32) галечные и валунные гранитные конгломераты с аркозовым и песчано-слюдистым цементом. Мощность конгломератовой толщи, залегающей на гранитах, не менее 100 м. В районе западного берега оз. Волома на гранитах залегают валунные конгломераты с преобладанием фрагментов плагиогранитов, микроклиновых гранитов, а также с валунами и гальками биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, амфиболитов и других пород. На северо-восточном берегу оз. Волома развиты в основном зеленокаменные конгломераты (агломераты, по Синицыну, 1969) с редкими гальками и валунами плагиогранитов. Агломераты подстилаются лавовыми потоками диабазов.

Район оз. Воттомукс

При изучении железистых толщ Западной Карелии окрестности оз. Воттомукс и особенно участок пос. Суккозеро привлекали внимание большого числа исследователей. Здесь работали геологи СЗТГУ, производившие геологосъемочные, поиско-



Рис. 34. Шаровые лавы одного из потоков вулканогенной толщи в районе оз. Воттомукс.

вые и разведочные работы. Вопросы геологии района рассматриваются в ряде публикаций М. А. Гиляровой (1948, 1972, 1974), К. К. Хазанович, (1948), К. О. Кратца (1955, 1960, 1963), В. А. Перевозчиковой (1957), В. М. Чернова (1964, 1970), В. М. Чернова и М. М. Стенаря (1960) и многих других авторов.

Сариолийский вулканогенно-осадочный комплекс в районе представлен толщей основных эффузивов, развитой на южном и западном побережье оз. Воттомукс (рис. 33, см. вкл.), и толщей конгломератов (рис. 11), слагающей ядро синклинали, образованной эффузивами. Указанные вулканогенные образования ранее в составе большозерской серии (Чернов, Стенарь, 1960) включались в сумийский отдел (Кратц, 1958) нижнего протерозоя или рассматривались как тунгудско-надвоицкая серия (Перевозчикова, 1957) или бергаульская свита, соответственно

несогласно или согласно перекрывающие образования гимольско-парандовской серии. Конгломератовые образования большинством геологов традиционно интерпретировались как сариолийские (Кратц, 1958, 1960; Чернов, Стенарь, 1960), залегающие несогласно на всех без исключения более древних породах. Отмечалось также, что конгломераты выше согласно перекрыты толщами ятулийских кварцитов.

Таким образом, несмотря на обилие разного рода работ, проведенных в данном районе, в стратиграфии развитых здесь отложений остается много нерешенных вопросов. Ниже приводятся новые данные по геологии района, полученные авторами в ходе рекогносцировочного обследования территории указанного района.

Сариолийские образования на побережье оз. Воттомукс слагают небольшую брахисинклинальную складку (рис. 11) и подстилаются в западном и северном ее крыльях гнейсо-гранитами, а в южном – конгломератами, для которых предполагается сумийский возраст. С восточной стороны сариолийская брахисинклиналь частью перекрыта кварцито-песчаниками ятулия. В строении западного и северного крыльев этой структуры принимают участие вулканогенные (лавовые) образования (рис. 34), которые выше сменяются обломочными породами, слагающими центр структуры, а также ее южное крыло.

Верхняя часть лавовых пород изучалась по керну скважин. Получен следующий разрез (снизу вверх) по потокам (рис. 33).

1. Миндалекаменные диабазы кровли потока. Вскрытая мощность 4 м.

2. Лавовый поток. В подошве располагаются массивные диабазы с редкими миндалинами кварца, биотита, хлорита, сменяющиеся выше миндалекаменными диабазами с миндалинами, сложенными кварцем, биотитом, хлоритом в средней части потока и, наконец, лавобрекчиями в кровле потока. Мощность 21 м.

3. Массивные диабазы с редкими миндалинами выше сменяются миндалекаменными диабазами. В кровле потока – мандельштейны. Мощность 3 м.

4. Массивные диабазы подошвы потока с редкими миндалинами переходят выше в миндалекаменные диабазы и мандельштейны. Миндалины сложены кварцем, биотитом, хлоритом. В кровле потока развиты лавобрекчии. Мощность 28 м.

5. В подошве потока – массивные диабазы с редкими мелкими миндалинами, которые сменяются выше миндалекаменными брекчированными диабазами. Миндалины сложены кварцем, биотитом, хлоритом. В кровле потока – лавобрекчии диабазов. Мощность 11 м.

6. Диабазы нижней части потока с мелкими миндалинами кварца, биотита, хлорита, сменяющиеся в кровле диабазовыми лавобрекчиями. Мощность 6 м.

7. В основании потока располагаются диабазы с мелкими редкими миндалинами, которые сменяются в срединной части потока миндалекаменными брекчированными диабазами. Миндалины сложены кварцем, биотитом, хлоритом. В диабазах отмечается мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов. В кровле потока развиты лавобрекчии. Мощность 6 м.

8. В подошве потока залегают мелкозернистые массивные диабазы, переходящие выше в диабазы, содержащие мелкие миндалины, в миндалекаменные диабазы и, наконец, в мандельштейны. Миндалины сложены кварцем, биотитом, хлоритом. В кровле потока развиты лавобрекчии. Мощность 28 м.

9. В подошве потока развиты массивные диабазы с редкими миндалинами, прожилками эпидота и рассеянной вкрапленностью сульфидов. По направлению к кровле потока диабазы сменяются мандельштейнами с миндалинами, выполненными хлоритом, биотитом и эпидотом. Размер миндалинов около 0,2–0,4 мм в поперечнике. Мощность потока 36 м.

10. В подошве потока наблюдаются мелкозернистые массивные диабазы с редкими мелкими миндалинами, переходящие выше в миндалекаменные диабазы. Миндалины сложены кварцем и биотитом. Мощность потока 14 м.

Представленная в данном разрезе верхняя часть вулканогенной толщи состоит, таким образом, из 10 лавовых потоков, имеющих суммарную мощность 160 м. Предполагается, что общая мощность толщи достигает 300–350 м.

Породы вулканогенной толщи выше согласно перекрываются породами вулканогенно-осадочной толщи, которые залегают в ядре синклинали оз. Воттомукс, имея в целом пологое залегание. Близ крыльев синклинали слоистость конгломератов падает к центру структуры под углами 25–35°. В центральной части структуры (восточный берег озера) слоистость, по данным бурения, близка к горизонтальной.

В вертикальном разрезе толщи (рис. 33) непосредственно выше эффузивов по скважинам снизу вверх установлено залегание следующих пород.

1. Агломераты и ксеноагломераты, состоящие из преобладающих (70–80%) обломков афанитовых, мелкозернистых и миндалекаменных диабазов, мандельштейнов и диабазовых порфиринов величиной от 1–2 до 4–15 см. Обломки имеют округленную, округло-угловатую и неправильную форму. Наряду с остроугольными встречаются обломки со следами пластичной деформации. Часто наблюдаются концентрические светлые каймы вдоль внешних контуров обломков (рис. 48). Кроме зеленокаменного материала среди обломков встречаются (до 5–20%) гранитоиды, пегматиты, кварцитовидные породы и кварц. Пачка имеет однородное строение, обнаруживая лишь небольшое уменьшение размера обломков к кровле, где они имеют величину 2–6 см. Мощность пачки агломератов и ксеноагломератов составляет 170 м.

2. Пачки переслаивания туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников с грубой неравномерной ритмичной слоистостью градационного типа. В подошве ритмов наблюдаются мелкообломочные туфоконгломераты, постепенно переходящие выше в туфопесчаники. Мощность таких ритмов от 1 до 11 м. На фоне грубой ритмичности местами наблюдается параллельная тонкая (от 2 до 10–15 см) пологоволнистая слоистость. Внутреннее строение пачки иллюстрируется следующей последовательностью пород (снизу вверх).

а) Массивные туфопесчаники с постепенным переходом от среднезернистых в подошве до мелкозернистых в кровле. Мощность 0,80 м.

б) Мелкообломочные туфоконгломераты (0,60 м), переходящие в кровле в крупнозернистые и среднезернистые туфопесчаники с параллельной слоистостью (10–15 см). Мощность 1,0 м.

в) Мелкообломочные туфоконгломераты (1,50 м), сменяющиеся крупнозернистыми неяснослоистыми туфопесчаниками (3,50 м). Мощность 5,0 м.

г) Мелкообломочные туфоконгломераты (6,5 м), переходящие в слоистые туфогравелиты и туфопесчаники (4,5 м). В кровле ритма слоистость параллельная, участками пологоволнистая от тонкой (2 см) до средней и крупной (10–15 см). Мощность 11,0 м.

д) Мелкообломочные туфоконгломераты (1,0 м) с постепенным переходом в туфогравелиты (1,0 м) и мелкозернистые туфопесчаники. Мощность 1,3 м.

Мощность пачки переслаивания составляет 20 м.

3. Агломераты и ксеноагломераты мелкообломочные. В составе пород преобладает зеленокаменный материал, представленный обломками диабазов величиной от 1–2 мм до 5–6 см в поперечнике. Слоистость нечеткая, обусловленная неравномерным распределением обломочных фрагментов. Мощность 38 м.

4. Туфоалевролиты серые, темно-серые, тонкослоистые. Слоистость параллельная, тонкая (от 1–2 мм до 2 см), обусловленная наличием слюдистых слоев. Мощность 52 м.

5. Пачка переслаивания туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников, в которой снизу вверх чередуются.

а) Мелкообломочные туфоконгломераты, постепенно переходящие выше в мелкозернистые слоистые туфопесчаники. Наблюдаются воднооползневые текстуры. Мощность 6,5 м.

б) Мелкообломочные массивные туфоконгломераты (1,0 м), переходящие выше в слоистые туфопесчаники. Местами наблюдаются подводнооползневые текстуры. Мощность 5,0 м.

в) Туфогравелиты и туфопесчаники темно-серые, неяснослоистые. Мощность 1,0 м.

г) Туфогравелиты массивные, неяснослоистые (1,0 м), переходящие выше в среднезернистые и мелкозернистые (0,60 м) туфопесчаники. Мощность 2,0 м.

д) Мелкообломочный туфоконгломерат мощностью 4 м.
е) Туфоалевролит темно-серый, тонкослоистый (1-2 мм до 2 см). Слоистость параллельная, подчеркнутая слюистыми слоями. Мощность 0,50 м.

ж) Мелкообломочный ксеноагломерат. Обломки размером до 6-7 см в поперечнике имеют округлую, овально-вытянутую и неправильную форму, довольно часты фрагменты с пластично-деформированными контурами. Состав обломков преимущественно зеленокаменный. Мощность 1,7 м.

Мощность пачки переслаивания составляет 21 м.

6. Туфоалевролиты серые, темно-серые, тонкослоистые. Слоистость параллельная, участками пологоволнистая, тонкая (от 1 мм до 2,0 см), обусловленная наличием слюистых слоев. Местами наблюдаются воднооползневые текстуры. Отмечена сульфидная вкрапленность. Мощность 52 м.

7. Гравелитовые и крупнозернистые туфопесчаники, неясно-слоистые, с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Мощность 6,8 м.

8. Туфоалевролиты темно-серые, тонкослоистые. Слоистость параллельная, тонкая (1-2 мм до 2,0 см) слабоволнистая, местами деформирована в воднооползневых текстурах. Мощность 15 м.

9. Туфопесчаники, в подошве интервала (6 м) среднезернистые, выше - мелкозернистые. Слоистость внизу средняя и тонкая (2-30 см) со слюистыми слоями 1-2 мм мощностью, иногда пологоволнистая. В верхней части интервала тонкая горизонтальная слоистость иногда нарушена в воднооползневых текстурах. Мощность пород 25 м.

10. Переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов. Местами воднооползневые текстуры. Мощность 4 м.

11. Туфопесчаники мелкозернистые, серые, с неравномерной слоистостью, представленной чередованием массивных (0,5 м) и тонкослоистых туфопесчаников. Слоистость последних обусловлена наличием слюистых слоев (через 0,2-2 см). Местами наблюдаются воднооползневые нарушения. Мощность пород 14 м.

12. Туфоалевролиты темно-серые, слоистые. Слоистость параллельная, тонкая (0,1-2 см), с воднооползневыми нарушениями. Мощность 6 м.

Общая мощность пород вулканогенно-осадочной толщи составляет по данным бурения 420 м.

Аналогичное строение сарилийский комплекс имеет в синклинальной структуре, расположенной в районе озер Мал. Арянукс и Арянукс. Характерной особенностью последней является то, что в ее юго-западном крыле породы вулканогенно-осадочной толщи непосредственно залегают на гранитоидах, указывая на полное выклинивание пород вулканогенной толщи. Таким образом, здесь устанавливается тип разреза, переходный от селецкого к кумсинскому, так же как и на южном побережье оз. Воттомукс.

Район оз. Вотулма

В геологическом отношении данный район является частью Шуэзерского синклинория, в строении которого принимают участие ятулийские, сариолийские, сумийские и более древние образования. В районе оз. Вотулма, расположенном в пределах юго-западного крыла синклинория, сариолийские образования выходят на поверхность в ядре брахиантиклинали северо-западного простирания, крылья которой сложены кварцито-песчаниками ятулия (рис. 8).

В изучении геологии района, равно как и всего Летнеозерского синклинория, принимало участие большое количество исследователей (Шербаков, 1924; Судовиков, 1934; Харитонов, 1938, 1941, 1966; Гилярова, 1955, 1957; Кратц, 1955, 1963; В. Негруца, Т. Негруца, 1967, 1972; Соколов и др., 1972, и др.). По мнению большинства исследователей, в данном районе имеются протерозойские образования различного возраста: ятулийские, сумийские или тунгудско-надвоицкие и лопийские, или парандовские. При этом сумийские (тунгудско-надвоицкая серия) образования считаются несогласно налегающими на более древние лопийские (парандовская серия) толщи супракрустальных образований (Кратц, 1955, 1958; Перевозчикова, 1957).

Стратиграфическое положение полимиктовых конгломератовых пород трактуется по-разному. Д. И. Шербаков (1924) и Н. Г. Судовиков (1934) считали, что развитые на берегах озер Косого и Вотулма обломочные зеленокаменные образования являются вулканогенными агломератами, связанными с толщами подстилающих их эффузивов. Кроме того, отмечалось (Судовиков, 1934), что часть этих обломочных образований моложе пирокластических пород и, вероятно, является базальной для ятулийских осадков. По мнению К. О. Кратца (1963), такие образования резко преобладают и заслуживают выделения в самостоятельный сариолийский отдел, открывающий среднепротерозойскую подгруппу.

Геологические наблюдения в данном районе показали, что развитые здесь образования сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса включают частью эффузивные диабазы сумия (тунгудско-надвоицкой серии) и генетически связанные с ними пирокластические, смешанные и терригенные образования.

В строении разреза принимают участие (снизу вверх) три генетически разнородные толщи, связанные между собой постепенными фациальными переходами как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях (рис. 10).

Конгломератовая толща развита в юго-восточной и центральной сводовой части Вотулмской антиклинали и наиболее полно обнажена в районе оз. Косозеро, где различными исследователями описаны непосредственный контакт с подстилающими ее кварцевыми порфирами и кератофирами (Гилярова, 1955;

Кратц, 1963), элювиальные брекчии физической коры выветривания, валунно-галечные конгломераты кварцевых порфиров, а также полимиктовые конгломераты и вулканические брекчии с обломками кислых эффузивов. Последние наблюдались нами на незначительном расстоянии от выходов кварцевых порфиров непосредственно на простирании косозерской конгломератовой толщи в северо-западной сводовой части структуры. Преобладающий зеленокаменный состав фрагментов, структурно-текстурные особенности, форма (наряду с наличием кайм закалки), наконец, состав цемента позволяют интерпретировать эти породы как ксеноагломераты и агломераты. В целом толща имеет довольно изменчивый состав как в разрезе, так и по латерали. Минимальная мощность толщи может оцениваться в 50-150 м.

Вулканогенно-осадочная толща залегает согласно на поверхности нижней толщи, слагая широкую полосу, постепенно выклинивающуюся и фациально сменяемую в юго-восточном направлении осадочными (конгломератовыми) образованиями. В составе толщи выделяются снизу вверх вулканогенные и вулканогенно-осадочные горизонты, дважды чередующиеся в разрезе.

1. Вулканогенный горизонт слагает полосу северо-западного простирания длиной 10 км при ширине 1 км. Горизонт сложен диабазами, мандельштейнами, плагиопорфиритами и лавобрекчиями. Основные вулканы имеют переменную мощность и состоят из серии чередующихся лавовых потоков (покровов) различной мощности, выклинивающихся в северо-западном и юго-восточном направлениях. Потоки имеют дифференцированное строение: в подошве располагаются афанитовые и мелкозернистые массивные диабазы, в кровле — мандельштейны и лавобрекчии. Пороодообразующие минералы диабазов представлены альбитом и актинолитом, присутствуют кварц, эпидот, хлорит и биотит. Мандельштейны в отличие от диабазов содержат миндалины кварца, эпидота, биотита и карбоната. В северо-западной части полосы в основании лавовой толщи встречен маломощный поток, сложенный диабазовыми плагиопорфиритами, идентичными порфиритам верхнего маркирующего горизонта в разрезе эффузивных образований района р. Кумсы. Максимальная мощность горизонта 600-650 м.

В северо-западном и юго-восточном направлениях лавовые потоки выклиниваются и постепенно сменяются эффузивно-пирокластическими образованиями (агломератами и ксеноагломератами). Юго-восточнее оз. Вотулма последние сменяются пирокласто-осадочными образованиями полимиктового состава.

2. Вулканогенно-осадочный горизонт развит в северо-западной части структуры в виде полосы, сужающейся в юго-восточном направлении. В северо-западной части полосы вулканогенно-осадочные образования согласно перекрывают нижний горизонт, а на юго-западе в свою очередь согласно перекрываются верхним вулканогенным горизонтом. В составе данного

горизонта развиты грубо- и ритмично-слоистые агломераты и ксеноагломераты. Мощность горизонта 300-400 м.

3. Верхний вулканогенный горизонт представлен серией переслаивающихся потоков (покровов) лав основного состава. Лавы развиты в виде полосы северо-западного простираения длиной до 6 км, максимальной шириной в плане 600-700 м. Северо-восточнее северной оконечности оз. Вотулма в результате выклинивания нижележащего вулканогенно-осадочного горизонта (2), рассматриваемые лавовые образования залегают согласно непосредственно на лавовых потоках (покровах) нижнего вулканогенного горизонта (1). В кровле горизонта условия обнаженности позволили выделить два лавовых потока - (рис. 35, см. вкл.). Нижний сложен миндалекаменными диабазами и мандельштейнами с зональными миндалинами, выполненными кварцем, карбонатом, эпидотом, биотитом и рудным минералом. В кровле потока развиты лавобрекчии. Мощность потока (покрова) 50 м. На лавобрекчиях этого потока (покрова) согласно залегают массивные мелкозернистые диабазы, переходящие выше в миндалекаменные диабазы и лавобрекчии следующего потока (покрова), завершающего разрез этого вулканогенного горизонта. Мощность потока (покрова) 20 м. Мощность верхнего (3) вулканогенного горизонта 150 м.

4. Верхний вулканогенно-осадочный горизонт характеризуется большим разнообразием пород, грубой ритмичностью и слоистостью и является переходным к вышележащей осадочной толще (рис. 35, 36, см. вкл.). В разрезе наблюдается грубое ритмичное чередование слоев агломератов, слагающих подошвы ритмов, с пирокласто-осадочными (ксеноагломераты, туфоконгломераты) образованиями, развитыми в кровле ритмов. По направлению к верхам горизонта наблюдается закономерное увеличение мощности и доли смешанных пирокласто-осадочных образований до их преобладания в кровле горизонта. На фоне этой грубой ритмичности в ксеноагломератах и туфоконгломератах наблюдается более мелкая ритмичная слоистость, обусловленная крупностью пород и их чередованием. Наряду с изменением ритмичности вверх по разрезу в составе данных образований (особенно в кровле ритмов) отмечается все более значительное количество терригенного обломочного материала кислых эффузивов и гранитов - ксеноагломераты и туфоконгломераты постепенно сменяются вышележащими полимиктовыми конгломератами. Мощность горизонта 200-250 м.

Выше залегает аркозо-конгломератовая толща, сложенная преимущественно сильно рассланцованными гранитными конгломератами и аркозами. Наблюдается неясная слоистость, обусловленная чередованием грубо- и мелкообломочных разностей. В отдельных случаях в мелкозернистых аркозовых песчаниках наблюдается неясная косая слоистость. Мощность пород 85 м.

По направлению к кровле интервала отмечается прогрессирующая серицитизация плагиоклазов обломочного материала и появление карбонатов близ кровли. Непосредственно в кровле плагиоклазы почти нацело замещены карбонатно-серицитовым агрегатом, порода дезинтегрирована и „пропитана“ известковым материалом. Еще выше располагается прерывистый горизонт ятулийских доломитов, сменяющийся кварцевыми конгломератами и гравелитами.

Общая мощность сариолийских образований в районе оз. Вотулма составляет около 1400–1500 м (рис. 10).

Непрерывность и принадлежность разреза к единому вулканогенно-осадочному комплексу подтверждается и его единым структурным положением. При картировании структуры устанавливается, что непрерывный фациально изменчивый вулканогенно-осадочный комплекс обнажается в сводовой части ятулийской антиклинальной структуры, в свою очередь образуя крыло антиклинали с кислыми порфирами в ядре последней. Несогласие между породами комплекса и ятулийскими образованиями определяется резко секущим простиранием последних в периклинальных окончаниях ятулийской антиклинали, а также тем, что осевые плоскости ятулийской и сумийско-сариолийской структур разобщены в пространстве и располагаются под углом друг к другу.

С другой стороны, в районе северо-западнее оз. Косого в толще подстилающих комплекс кислых порфиров впервые установлены горизонты сферолоидов, лавобрекчий и слоистые образования туфогенной природы, свидетельствующие о вулканогенном происхождении данных образований, обусловленном проявлениями кислого вулканизма. На основе наблюдений первичных элементов залегания установлено несогласное залегание вулканогенно-осадочного комплекса основного состава на кислых вулканитах, относимых в данной работе к сумийскому вулканогенно-осадочному комплексу.

Таким образом, в районе оз. Вотулма развит единый вулканогенно-осадочный комплекс основного состава, особенности строения и стратиграфическое положение которого позволяют уверенно коррелировать его с сариолийскими вулканогенно-осадочными образованиями кумсинского типа Центральной Карелии. В районе оз. Вотулма впервые четко устанавливается и ближайшая нижняя граница этого комплекса, которая определяется несогласным залеганием его на размытой неровной поверхности кислых вулканитов сумия.

Район оз. Большозеро

В районе южного и юго-западного побережья оз. Большозеро расположена брахиморфная синклиналичная структура (17 х 8 км) субширотного простирания, в строении которой принимают участие основные эффузивы, различные конгломераты и сланцы. Впервые конгломераты в данном районе обнаружены при геологической съемке различных участков Сегозерского и Койкарского районов. С 1955 по 1963 г. строение синклинали и состав слагающих ее комплексов пород детально изучались М. М. Стенарем, который большинство развитых здесь образований выделил в качестве большозерской серии сумия, венчающей нижепротерозойскую подгруппу. По мнению М. М. Стенаря (1960, 1966) схема стратиграфии в данном районе выглядит следующим образом:

Сариолий	Полимиктовые конгломераты (100-150 м)
	Несогласие
Сумий (большозерская серия)	Основные эффузивы (250-300 м)
	Местное несогласие
	Туфоконгломераты и туфопесчаники (до 200 м)
	Туфосланцы и туфобрекчии (до 350 м)
	Полимиктовые песчаники (150-200 м)
	Гранитные конгломераты и брекчии (до 200-250 м)
	Крупное несогласие
Лопий (гимольская серия)	

Выделенная М. М. Стенарем большозерская серия послужила в определенной мере стратотипом сумийского отдела в региональной стратиграфической схеме докембрия Карелии (Кратц, 1958).

После опубликования указанных материалов Л. Я. Харионов (1966) и М. А. Гилярова (1966, 1974) высказывали сомнения в обоснованности выделения большозерской серии и возможности сопоставления некоторых ее элементов с сариолийскими конгломератами.

Наши наблюдения показали, что эта синклинали, тектонизированная в южном и западном обрамлении, сходна по строению со значительно лучше обнаженной Святнаволоксской сариолийской синклиналию или брахисинклиналию района оз. Воттумукс. Действительно, в ядрах этих структур (рис. 9, 24, 37) широко развиты тонкослоистые туфогенные песчано-алевритовые породы; в одном крыле структур — эффузивные диабазы, переходящие выше при посредстве агломератов и ксеноагломератов в туфоконгломераты и туфопесчаники, в другом — терригенные и

туфогенные грубообломочные образования. Во всех подобных структурах наблюдается чрезвычайная пестрота литологических типов пород, претерпевающих **быстрые** изменения по простиранию и в разрезе. Непосредственные пересечения крыльев Большозерской синклинали подтвердили данное предположение, так как всюду отмечалось согласное залегание пород различного состава с падением к центру синклинали. При этом наиболее верхним элементом разреза являются ленточнослоистые туфо-алевролиты, образующие в центральной части структуры две мелкие брахиморфные синклинали складки, расположенные к северо-западу от оз. Узкого и западнее оз. Скалистого.

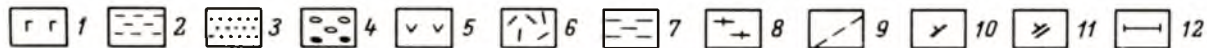
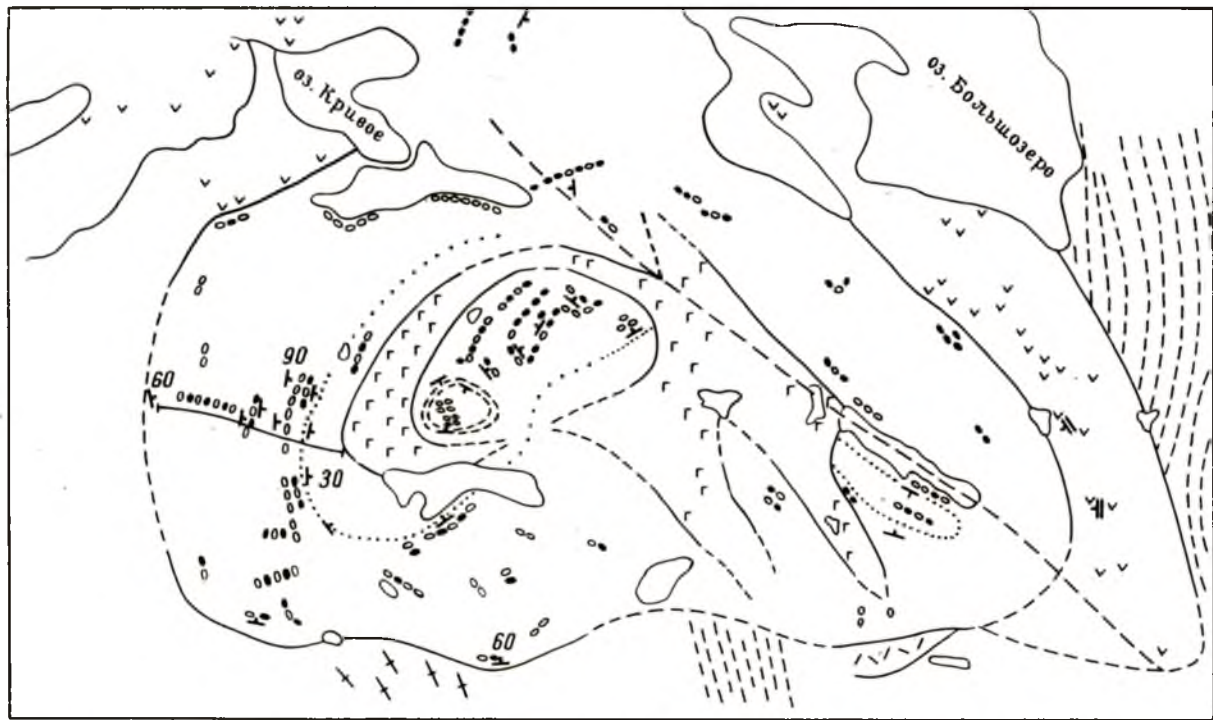
Существенным моментом в становлении высказанного предположения является то, что среди гранитных конгломератов и брекчий, выделенных М. М. Стенарем, встречены согласные прослои и горизонты полимиктовых и существенно зеленокаменных конгломератов, содержащих переменное количество угловатых, угловато-окатанных и окатанных обломков диабазов, диабазовых порфиритов и мандельштейнов, иногда несущих осветленную кайму (ороговикованная корочка закалки). Материал этих фрагментов ничем не отличается от основных пород, развитых в северо-западном, северном и северо-восточном крыльях структуры, а наличие корочек закалки может свидетельствовать о **синхронности** этих прокластических фрагментов и эффузивных диабазов.

Таким образом, имеются основания предполагать, что толщи, слагающие Большозерскую брахисинклиналиную структуру, являются типичными элементами сариольского вулканогенно-осадочного комплекса в их типичном залегании и взаимоотношениях. Разрез южного крыла структуры соответствует седецкому типу разреза, а разрез северо-восточного и северо-западного крыльев — кумсинскому.

Плохая обнаженность толщи основных эффузивов не позволяет дать детальное ее описание. Коренные выходы основных пород в форме гряд наблюдаются на высотах в северо-западном конце оз. Кривое, на перешейке в юго-западном конце оз. Большозеро и к югу от южного берега. Мощность основных эффузивов в пределах обнаженных участков составляет 300–400 м.

Лавовая толща всюду представлена переслаивающимися потоками и покровами, в которых отчетливо устанавливается подошва и кровля, причем последняя всегда располагается в направлении к центру структуры. По текстурно-структурным особенностям выделяются следующие разновидности пород: массивные мелко- и среднезернистые диабазы, миндалекаменные, пенистые и брекчированные диабазы. По смене пород от подошвы к кровле лавового потока или покрова выделяются следующие их типы:

- 1) массивный диабаз (в подошве)–миндалекаменный диабаз (в кровле);



2) массивный диабаз-миндалекаменный диабаз-пенистые лавы;

3) миндалекаменный диабаз-брекчированный диабаз;

4) массивный диабаз-лавобрекчия, переходящая выше в агломераты, ксеноагломераты.

Мощность отдельных потоков изменяется от первых метров до 10-15 м.

В 1 км к югу от южного берега оз. Большозеро на сравнительно хорошо обнаженном участке наблюдается (рис. 38) чередование лавовых потоков с отчетливыми контактами между ними и хорошо выраженным внутренним строением.

В данном пункте лавобрекчии верхнего потока выше сменяются туфобрекчиями вулканогенно-осадочной толщи.

Породы вулканогенно-осадочной толщи в северо-западном и северо-восточном крыльях структуры согласно залегают на основных эффузивах вулканогенной толщи, непосредственно продолжая ее разрез выше. В южном крыле породы данной толщи резко несогласно перекрывают различные гранито-гнейсовые образования и толщу кристаллических сланцев гимольской серии. Здесь в разрезе толщи в целом преобладают терригенные образования (рис. 39), как это видно из разреза (снизу вверх), расположенного западнее оз. Узкого.

1. Валунно-галечные полимиктовые конгломераты, залегающие на некотором расстоянии (около 250 м) от ближайших выходов гнейсо-гранитов. Валуны и гальки сложены гранитоидами (40%) и породами основного состава (50%). Первые представлены плагиогранитами, гранодиоритом и аплитовидным гранитом в виде окатанных обломков до 0.5 м величиной. Зеленокаменные обломки размером 2-8 см значительно хуже окатаны, представлены диабазами, миндалекаменными диабазами и мандельштейнами. Цемент слюдяного состава содержится в количестве до 10% объема породы. Мощность конгломератов 40 м.

2. Ритмично построенная пачка, в подошве которой располагается глыбовый, а в кровле - валунно-галечный гранитный конгломерат. Глыбовый конгломерат сложен валунами и глыбами (до нескольких метров величиной) гранитоидов и более мелкими обломками диабазов, миндалекаменных диабазов

Рис. 37. Схема геологического строения района оз. Большозеро. Составлена авторами с учетом материалов М. М. Стенаря.

1 - габбро-диабазы; 2 - туфоалевролиты; 3 - туфопесчаники; 4 - конгломераты; 5 - эффузивные диабазы; 6 - плагиопорфиры; 7 - породы гимольской серии; 8 - гранито-гнейсы; 9 - линии тектонических нарушений; 10 - элементы залегания слоистости; 11 - то же, пластовой отдельности; 12 - линия разреза.

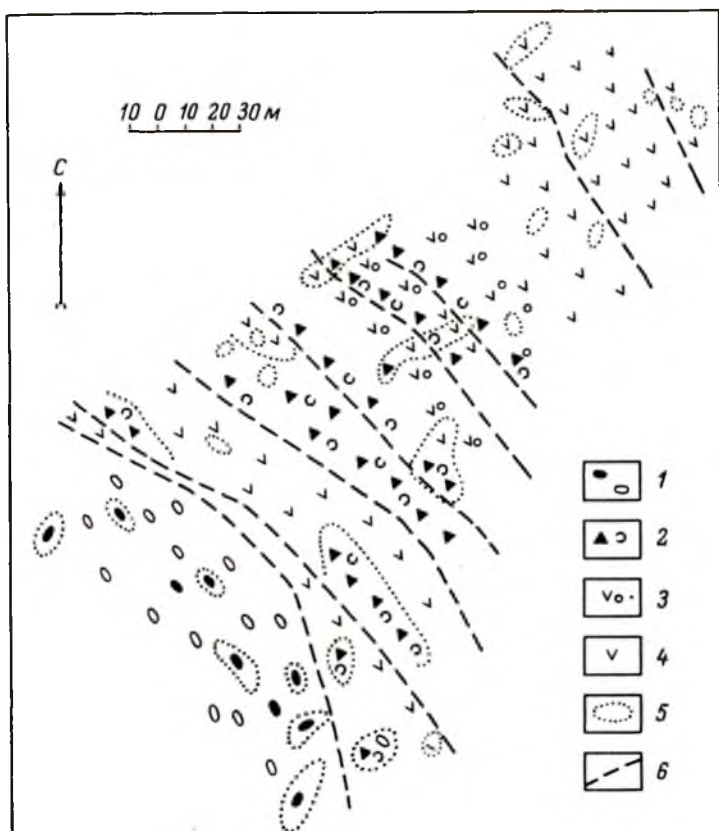
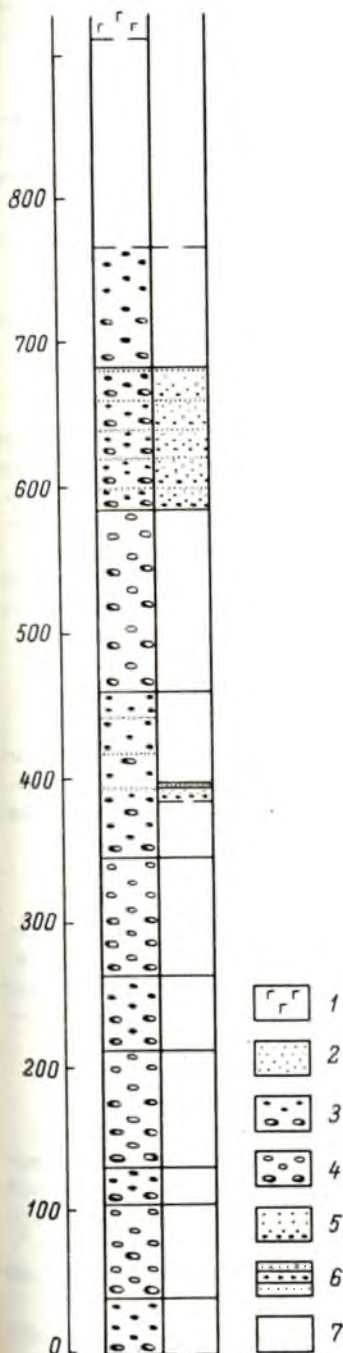


Рис. 38. Строение верхов вулканогенной толщи южнее оз. Большозера (с учетом данных М. М. Стенаря).

1 - туфоконгломераты и туфобрекчии; 2 - диабазовые лавобрекчии и агломераты; 3 - миндалекаменные диабазы; 4 - мелкозернистые диабазы; 5 - контуры обнажений; 6 - границы потоков и покровов.

и мандельштейнов (до 10%), цементирующихся аркозовым материалом. Валунно-галечный конгломерат имеет аналогичный петрографический состав. Мощность 85 м.

3. Валунно-галечная полимиктовая конгломерато-брекчия, сложенная угловато-окатанными и окатанными обломками гранитоидов (40-50%) до 0,2-0,3 м величиной и остроугольными, линзовидными и неправильной формы обломками диабазового состава. Цемент слюдисто-аркозовый. Мощность 25 м.



4. Ритмично построенная пачка, в подошве которой залегают глыбовые гранитные конгломераты с обломками плагиогранитов и гранодиоритов до 1.5 м в поперечнике, переходящие выше в валунно-галечные конгломераты. По всей пачке отмечается наличие плоскоокатанных и неправильной формы обломков пород основного состава (до 10%). Мощность пачки 80 м.

5. Валунно-галечный полимиктовый конгломерат, состоящий из валунов, галек и обломков гранитоидов (40%) величиной до 0.1-0.2 м и зеленокаменных обломков (40%) меньшей величины (4-5 см). Гранитные обломки окатаны лучше. Цемент разнозернистый, полимиктовый. Мощность 50 м.

6. Валунно-галечный существенно гранитный конгломерат. Среди обломочного материала преобладают угловато-окатанные и окатанные гальки (0.1-0.3 м) гранитоидов. В породе присутствуют также остроугольные и угловато-окатанные обломки диабазов, миндалекаменных диабазов и мандельштейнов до 5-6 см величиной. Цемент аркозовый, с большой примесью хлорит-слюдистого материала. Мощность 80 м.

Рис. 39. Колонка по разрезу вулканогенно-осадочной толщи района оз. Большозеро. Составили Л. Ф. Бондарь и К. И. Хейсканен.

1 - габбро-диабазы; 2 - песчаники; 3 - валунно-галечные полимиктовые и 4 - существенно гранитные конгломераты; 5 - ритмичная слоистость; 6 - параллельная слоистость; 7 - грубая неясная слоистость.

7. Полимиктовый конгломерат. Обломочный материал представлен гранитоидами (40%) и зеленокаменными породами (40%). Цемент полимиктовый. В конгломерате наблюдается грубая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием валунно-галечных и галечных разностей и прослоев аркозового песчаника. В средней части интервала наблюдаются пласты, состоящие из чередующихся через 5-6 см прослоев полимиктовых гравелитов и аркозовых песчаников. Мощность 110 м.

8. Валунно-галечные существенно гранитные конгломераты, состоящие из угловатых, угловато-окатанных и окатанных обломков гранитоидов величиной до 0.3-0.4 м. До 10-20% обломков сложены диабазами, миндалекаменными диабазами и мандельштейнами. Цемент аркозовый. Мощность 125 м.

9. Ритмичное чередование валунно-галечных и галечных полимиктовых конгломерато-брекчий и песчаников. В подошве ритмов (15-20 м) залегают валунно-галечные конгломерато-брекчий, переходящие выше в галечные разности, полимиктовые гравелиты (до 15 м) и аркозовые песчаники (до 2 м). Конгломерато-брекчий состоят из различной формы (угловатые, угловато-окатанные) обломков гранитоидов (до 30%) и пород основного состава (30%). Последние хуже окатаны и имеют меньшую величину по сравнению с первыми. Цемент аркозовый. Мощность 95 м.

10. Валунно-галечные и галечно-гравийные полимиктовые конгломераты, слагающие ритмично построенную пачку. Обломки гранитоидов (30%) угловато-окатанной и окатанной формы достигают величины 0.3 м в нижней части интервала. Зеленокаменные обломки имеют, как правило, угловатую форму и представлены диабазом, мандельштейном, вариолитом. Встречаются обломки кварца и полосчатых сланцев. Цемент полимиктовый. Мощность 85 м.

Далее по линии разреза следует необнаженный участок, соответствующий по мощности 115 м. Северо-восточнее по простиранию пород этому интервалу соответствуют мелкие выходы переслаивающихся туфопесчаников и полимиктовых туфоконгломератов с гранитными и зеленокаменными обломками и единичными фрагментами силицита.

11. Габбро-диабазы, образующие на северном побережье оз. Узкого пластово-секущий силл мощностью 250 м.

12. Выше, после некоторого перерыва обнажаются тонко горизонтально-слоистые (ленточные) туфоалевролиты, в отдельных горизонтах содержащие мелкие темные округлые включения, напоминающие лапилли. Мощность туфоалевролитов, по-видимому, достигает 50-100 м.

Мощность различных обломочных образований в данном разрезе составляет около 1000 м. Характерно наличие грубой ритмичности, чередование существенно гранитных и полимиктовых (возможно, частью туфогенных) разностей, общее

уменьшение грубости пород по направлению к кровле толщи, сложенной ленточнослоистыми туфоалевролитами, т.е. все особенности, свойственные разрезам вулканогенно-осадочной толщи комплекса в других районах Центральной Карелии.

Район пос. Гайколя

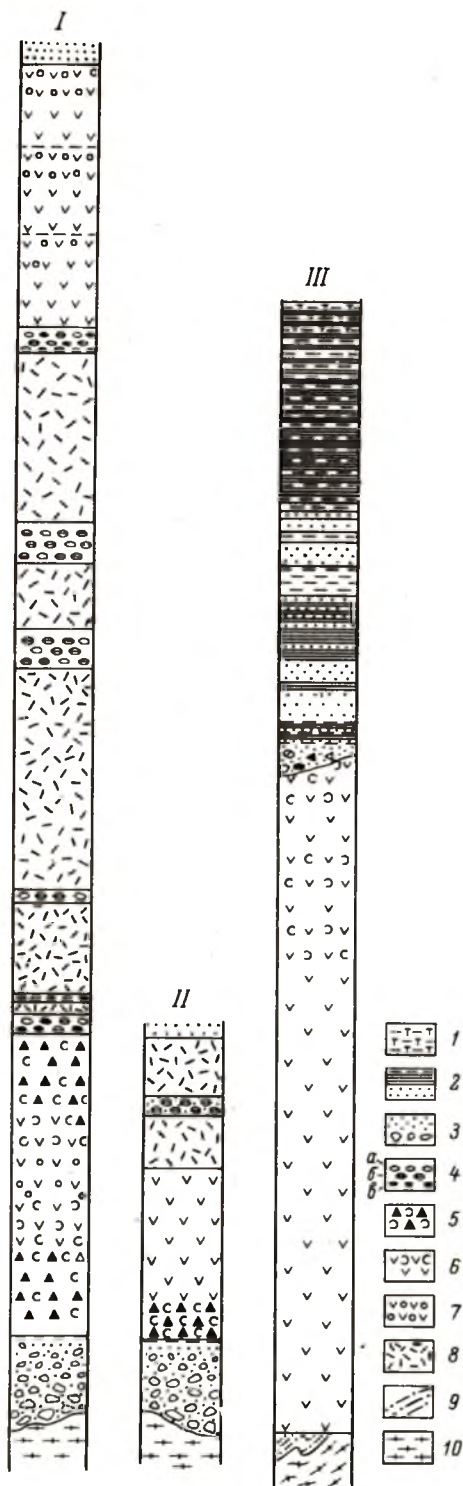
К северо-востоку от района оз. Большозеро на разрозненных участках обширной площади восточнее озер Нижнее и Среднее Куйто (участок оз. Ожиярви и др.), по данным Т.И. Амозовой, А.А. Никольского и других (СЗТГУ, 1963 г.), довольно широко развиты вулканогенно-осадочные, конгломератовые и эффузивные породы, которые могут быть отнесены к описываемому комплексу. Не имея дополнительных материалов, мы воспроизводим здесь последовательность залегания пород с внесением некоторых изменений в их стратиграфическую схему.

1. Из состава тунгудско-надвоицкой серии нами выделены кварцито-песчаники с кварцевыми конгломератами, которые относятся к ятулию. По мнению Т.И. Амозовой и др., они залегают ниже основных эффузивов, что объясняется, вероятнее всего, ошибочным отнесением к данной серии эффузивов летнеозерской свиты в отдельных обнажениях.

2. Образования первой подсвиты летнеозерской свиты, отделенные от вышележащих отложений древней корой химического выветривания, исключены из состава ятулийских толщ.

3. На основе сходства состава пород, структурных и текстурных особенностей, степени метаморфизма и других признаков образования, выделенные в кровле первой подсвиты летнеозерской свиты и в составе первой и второй пачек нижнего горизонта гайкольской свиты, признаны тождественными членами единой стратиграфической единицы. Подтверждением этому служит и согласное залегание названных пород на основных эффузивах тунгудско-надвоицкой серии и их единый структурный план с последними.

С учетом отмеченных изменений и на основе анализа фактического материала Т.И. Амозовой, А.А. Никольского и других исследователей нам представляется, что тунгудско-надвоицкие вулканы несогласно залегают на более древних сланцевых и гранито-гнейсовых толщах (рис. 40), а выше согласно сменяются фациально невыдержанной толщей полимиктовых песчаников, алевролитов и туфосланцев с линзами полимиктовых конгломератов в основании. На всех указанных образованиях с угловым несогласием, разрывом и корой выветривания в основании залегают песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты (местами в подошве — полимиктовые) и кварциты ятулия. При этом сариолийские (включая тунгудско-надвоицкие эффузивы) образования отчетливо раз-



деляются на эффузивную и песчано-сланцевую (аналог конгломератовой) толщи.

В составе эффузивной толщи отмечаются различные вулканогенные породы. Наиболее распространены массивные или рассланцованные диабазы с биотитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом. Часто встречаются диабазовые порфиры, среди которых отмечены разности, содержащие таблитчатые вкрапленники плагиоклаза. В разрезе периодически появляются миндалекаменные диабазы с миндалинами, заполненными кварцем, полевым шпатом,

Рис. 40. Колонки по разрезам сариолийских образований южнее гор Мян-тютунтури (I) и Раакку-тунтури (II), района оз. Панаярви и д. Гайколя-оз. Шомбозеро (III).

1 - туфосланцы и сланцы; 2 - алевролиты и песчаники; 3 - гравелиты и конгломераты; 4 - фрагменты гранитов (а), кислых эффузивов (б) и основных пород (в); 5 - вулканическая брекчия типа агломерата; 6 - диабазовые лавобрекчии и диабазы; 7 - миндалекаменные диабазы; 8 - кварцевые порфиры, кератофиры; 9 - кристаллические сланцы; 10 - гнейсо-граниты.

хлоритом и биотитом. Наблюдались шаровые текстуры, образованные овальными диабазовыми шарами размером до 0.4 м. В верхней части разреза широко развиты вулканические брекчии типа лавобрекчий и агломераты с серым окремненным цементом и каемками по периметру фрагментов. Местами породы толщи сильно метаморфизованы до зеленых сланцев и амфиболитов, в том числе порфиробластических. Мощность оценивается в 500–700 м.

В разрезе залегающей выше песчано-сланцевой толщи снизу вверх залегает (рис. 40) следующий комплекс пород.

1. Полимиктовые конгломераты мощностью 5 м. Они залегают местами в основании толщи на поверхности нижележащих диабазов и брекчий. В конгломератах отмечаются гальки плагиогранита, кварцевого порфира, основных пород размером до 15–20 см, кварца, кварцитовидной и кремнистой породы, которые в подошве плохо окатаны, выше приобретают окатанную форму. Цемент полимиктового состава, серый до черного, мелкообломочный. Наблюдаются грубая (0.4–2.5 м) слоистость и песчаные прослои.

2. Полимиктовые песчаники мощностью 20 м. Песчаники содержат большое количество щебенчатого (гравий) материала и обломки диабазов и кварцевых порфиров. Среди мелкообломочного материала встречается кварц, плагиоклаз, обломки метадиабаза, которые цементируются слюдисто-хлоритовой массой. Отмечается неясная ритмичная слоистость.

3. Полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями сланцев. Мощность 20 м. Эти образования иногда залегают на полимиктовых конгломератах. В составе пород отмечены кварц, полевой шпат, эпидот, серицит, хлорит, иногда турмалин. Широко развита тонкая (около 1 см и менее) ритмичная слоистость и воднооползневые текстуры.

4. Переслаивание мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников, биотит-кварцево-хлоритовых сланцев и слюдистых алевролитов. Мощность 61 м. Породам присуща грубая ритмичная слоистость. Мощность крупных ритмов составляет 4–10 м.

5. То же, в тонком (2–30 см) переслаивании. Мощность 27 м. Границы слоев нечеткие.

6. Тонкослоистые кварцево-биотит-хлоритовые сланцы мощностью 22 м. По простирацию сланцы замещаются мелкозернистым серицит-кварцевым песчаником с прослоями сланцев. Кровля интервала – слой слюдистого алевролита мощностью 1.5–3 м.

7. Однородный плотный мелкозернистый серицит-полевошпато-кварцевый песчаник мощностью 17–19 м.

8. Нечеткослоистый биотит-кварцево-хлоритовый сланец мощностью 8 м.

9. Переслаивание тонкозернистых песчаников, слюдистых алевролитов и кварцево-серицит-хлоритовых сланцев. Мощность 36 м. Мощность ритмов 2.5–9 м.

10. Тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев. Мощность 120–150 м. Преобладают темные, зеленовато-серые алевролиты. Ритмы мощностью от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров сложены алевролитом и сланцем, иногда с песчанистым материалом в подошве. Границы ритмов четкие. В кровле отмечены ритмично-слоистые туфосланцы.

Общая мощность пород песчано-сланцевой толщи достигает 280–300 м. Характерна незначительная роль грубообломочных образований и преобладание песчанистых и алевритовых разностей.

Район оз. Панаярви

Конгломератовые отложения и пространственно связанные с ними эффузивные образования основного и кислого составов широко распространены в окрестностях оз. Панаярви. Их стратиграфическое положение и особенности строения изучались многими геологами (Hackman, Wilkman, 1929; Кратц, 1963 и др.), однако до сих пор продолжают оставаться неясными.

Наиболее изучена в геологическом отношении территория северного берега оз. Панаярви. Здесь, преимущественно по литературным данным (Кратц, 1963), устанавливается следующая последовательность пород снизу вверх (рис. 40).

1. На неровной размытой поверхности гнейсо-гранитов залегает глыбовый элювий, переходящий выше в конгломерат. Угловатые глыбы и угловато-окатанные обломки конгломерата сложены гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами и лишь в единичных случаях – амфиболитом и кварцевым порфиром (в кровле). В кровле породы сменяются маломощным аркозовым сланцем со скоплениями галечного материала. Указанные образования слагают линзовидно выклинивающиеся тела на контакте гнейсо-гранитов и более молодых образований. Длина линз 100–200 м, мощность до 30–150 м. В толще конгломератов местами наблюдается слоистость, заметная по смене крупности обломочного материала.

2. Вулканические брекчии типа агломератов и лавобрекчий, местами переходящие в диабазы и мандельштейны, рассланцованные и метаморфизованные. Брекчии содержат обломки темного, серовато-зеленого мелкозернистого метапорфирита, метамандельштейна, редко полосчатых основных пород. Цемент темный, зеленовато-серый, местами диабазовый, с вкрапленностью пирита. Мощность 120–250 м.

3. Переслаивание полимиктовых конгломератов и кварцевых порфиров и альбитофиров. Полимиктовые конгломераты, содержащие гальки гнейсо-гранитов, кварцевых порфиров и альбитофиров, метадиабазов в различных соотношениях, слагают

линзовидно выклинивающиеся тела длиной 0.1–3.5 км и мощностью 50–200 м. Линзы конгломератов чередуются с линзовидно выклинивающимися телами кварцевых порфиров и кератофиров мощностью до 180 м как эффузивного, так и интрузивного происхождения. Мощность толщи переслаивания достигает 500 м в отдельных пунктах северного берега оз. Панаярви. Некоторые данные указывают на возможность ее резкого выклинивания или замещения по простиранию отмеченными ниже вулканическими брекчиями и диабазами.

4. Темно-серый с зеленоватым оттенком интенсивно рассланцованный диабаз с участками миндалекаменных разностей. Мощность 165–180 м.

5. Серицитовые кварциты средне- и мелкозернистые, толстоплитчатые, ятулийского возраста.

Верхняя часть описанной толщи прорвана несколькими интрузиями альбитовых габбро-диабазов с участками альбититов.

Район оз. Панаярви имеет исключительно сложное геологическое строение. Можно предполагать, что здесь имеются и сариолийские и сумийские образования. Во всяком случае непосредственно за государственной границей с Финляндией широко развиты ятулийские толщи, перекрывающие лавовые и обломочные образования сариолия. Этот вывод опирается на литературные данные (Piispanen, 1972; Silvennoinen, 1972) и наблюдения К. И. Хейсканена.

ПРОДУКТЫ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА И СИНХРОННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Вулканогенно-осадочные комплексы, представляющие орогенный этап развития Карельской геосинклинальной области, резко различаются по составу вулканических продуктов — дацит-липаритовых для сумийского и базальт-андезитовых для сариогийского. Это, естественно, обусловило большие различия структурно-текстурных особенностей, состава пород, их парагенетических ассоциаций и строения толщ в целом. Учитывая также различную степень изученности этих двух комплексов, кажется целесообразным рассматривать их состав раздельно.

Сумийский дацит-липаритовый комплекс

Как отмечалось ранее, среди пород этого вулканогенно-осадочного комплекса выделяются гипабиссальные, лавовые, туфовые и смешанные вулканогенно-терригенные образования. Степень их изученности пока не позволяет применить к этим породам в полной мере классификацию вулканогенно-осадочных образований, коротко охарактеризованную выше (табл. 2), поэтому описание типов пород комплекса производится в соответствии с приведенным рядом от гипабиссальных до обломочных образований без дробных подразделений последних.

По данным А.С. Пекки и Т.К. Кулмала (1971), лейкократовые светло-розовые и светло-серые кварцевые порфиры, образующие дайки, жильные и интрузивные тела, наиболее широко развиты в пределах участка Розаламби и сравнительно реже встречаются в других участках Шуэзерского синклинория. Эти кварцевые порфиры секут реликтовую слоистость вмещающих рассланцованных порфировых пород, изредка содержат их ксенолиты. Среди ксенолитов в районе д. Риговараки М.А. Гиляровой (1957) отмечались кварциты.

Основу кварцевого порфира представляет тонкозернистая полевошпато-кварцевая масса с микрогранобластовой, редко сферолитовой структурой. Вкрапленники кварца и полевого шпата располагаются в этой массе без видимых закономерностей. Кварцевые вкрапленники имеют овальную форму, изредка иска-

женную заливообразными внедрениями основной массы породы, что связывают с явлениями оплавления зерен (Гилярова, 1957). Реже встречаются шестиугольные зерна. Вкрапленники полевого шпата обычно имеют идиоморфный таблитчатый габитус. Кроме полевых шпатов и кварца заметную часть породы составляет серицит, изредка присутствуют мусковит, биотит, гематит, лейкоксен, циркон, ильменит, апатит.

Темно-серые кварцевые порфиры (Гилярова, 1957), относимые к лавовым образованиям (Пекки, Кулмала, 1971), отличаются помимо темного цвета несколько большей рассланцованностью. Они располагаются в центральной части полосы кислых вулканитов Шуэзерского синклинория, что в какой-то мере подтверждает ее синклинальное строение. Темно-серые порфиры залегают среди сланцев в виде пластовых тел различной мощности. Иногда в них видна реликтовая извилистая полосчатость, отражающая первичную флюидальную текстуру пород.

Вкрапленники кварца округлой и овальной формы с „языками“ основной массы, изредка шестиугольной формы, сложены голубым кварцем. Голубой цвет кварцу, как отмечалось, придают мельчайшие игольчатые включения неизвестного минерала (предположительно, игольчатого рутила), сосредоточенные в концентрически-зональных каймах, иногда нарушенных без разрушения монокристалла вкрапленника. Вокруг вкрапленников кварца часто наблюдаются кварцевые ореолы с пойкилитовыми включениями основной массы. Встречаются расколотые вкрапленники, причем можно предполагать в ряде случаев, что дробление происходило не только при рассланцевании породы, но и в процессе ее течения.

Более крупные вкрапленники полевых шпатов, обычно идиоморфные и редко округлые или корродированные, сложены серицитизированным плагиоклазом. Иногда наблюдается кайма свежего альбита. В некоторых случаях отмечаются процессы карбонатизации плагиоклаза и очень редко микроклинизации (Гилярова, 1957). Основная масса темно-серых кварцевых порфиров сильно обогащена серицитом, нередко в ней присутствуют биотит, сохраняющий ориентировку, отличную от поздней сланцеватости, хлорит и карбонат. Распределение этих минералов обычно связано со сланцеватостью пород, однако иногда изогнутые линзовидные участки, обогащенные серицитом, как будто бы обусловлены флюидальностью. В основной массе наблюдается неравномерное окварцевание, мелко мозаичный кварц образует также мелкие отчетливые изогнутые, до кольцевых, жилки, расположенные, по-видимому, по первичной перлитовой отдельности пород.

В темно-серых кварцевых порфирах изредка встречаются кварцевые миндалины величиной до 3–4 см. В районе оз. Ватулма в них встречен горизонт описанных выше сферолоидов.

В местах выклинивания лавовых потоков (рис. 7) кварцевые порфиры слагают крупные плоские изогнутые „языки” глыбовых лав, заключенные в полевошпато-кварцевый мелкозернистый материал. Трещины глыбовых лав цементированы тонкослоистым сливным карбонатно-полевошпато-кварцевым материалом (силицитом). Совместно с лавовыми кварцевыми порфирами встречаются лавобрекчии кварцевых порфиров (Пекки, Кулмала, 1971), в которых обломки порфиров цементируются почти такими же порфирами.

Темно-бурые и зеленовато-серые рассланцованные породы с вкрапленниками голубого кварца и полевого шпата, определяемые как туфы, обычно слагают крайние части полосы кислых вулканитов Шуэзерского синклинория. Характерной особенностью этих пород является реликтовая слоистость, наблюдавшаяся во многих пунктах, обусловленная неравномерным содержанием темноцветных минералов в прослоях. Изредка в таких туфовых породах встречаются линзовидные более темные сланцевые фрагменты и овальные включения типа лапилли.

В основной массе сланцеватых порфиров кроме полевого шпата и кварца присутствует местами резко преобладающий тонкочешуйчатый серицит. Вкрапленники кварца и полевого шпата нередко раздроблены, развальцованы. Иногда встречаются отдельные обломки порфировых вкрапленников.

Среди грубообломочных образований, подстилающих кислые вулканиты в ряде участков полосы их распространения, можно предполагать наличие разнообразных смешанных пород, в составе которых имеется различное количество пирокластики. В то же время четкое разделение их на типы крайне затруднено, так как идентификация кислой пирокластики, особенно кристаллокластики, осложняется ее сходством с обычными терригенными образованиями. В этой связи следует отметить, что в какой-то мере установлению присутствия пирокластики в обломочных породах комплекса способствуют:

- а) нахождение пластично деформированных фрагментов порфиров, что случается крайне редко;
- б) наличие в составе пород участков, особенно со следами пластичных деформаций, сложенных раскристаллизованным стеклом — примесь витрокластики;
- в) наличие линзовидных фрагментов раскристаллизованного стекла, которые можно отождествлять с первично пепловыми частицами;
- г) повышенная степень гидротермальной цементации (окремнение, обызвесткованность) обломочных пород;
- д) наличие обломков и округлых вкрапленников голубого кварца;
- е) решетчатые формы рудных зерен (магнетит, титаномagnetит, титаногематит), которые рекомендуется (Портнов, Дубакина, 1975) использовать для распознавания пирокластического материала в осадочных породах.

Та или иная степень проявления перечисленных признаков повсеместно наблюдается в упомянутых конгломератовых породах, что дает основание для отнесения их к породам смешанного вулканогенно-терригенного происхождения.

Типично осадочные породы сумийского комплекса (конгломераты южного берега оз. Воттомукс, породы ладожской серии) здесь дополнительно не рассматриваются.

М. А. Гилярова (1957) процесс формирования кварцевых порфиров разделяет на две стадии: магматическую и метаморфическую. В магматическую стадию формируются вкрапленники кварца и плагиоклаза. Затем в этой же стадии происходило оплавление кварцевых зерен и замещение первичного плагиоклаза альбитом. Зональность голубого кварца, по-видимому, формировалась даже до кристаллизации кварцевых вкрапленников.

Завершением магматической стадии является частичная кристаллизация основной массы. Последующие метаморфические преобразования М. А. Гилярова (1957) разделяет на следующие сменяющие во времени друг друга процессы:

- а) натровый метасоматоз;
- б) кварцевый метасоматоз;
- в) калиевый метасоматоз;
- г) кварцевый метасоматоз;
- д) низкотемпературный натровый и калиевый метасоматоз.

В более молодых, девонских кварцево-полевошпатовых порфирах (Шатобин, 1975) выделяются сходные этапы постмагматических преобразований:

- а) калишпатизация, особенно интенсивно проявляющаяся вблизи от подводящих каналов;
- б) раннее окварцевание с образованием кварцевых прожилок;
- в) гидротермальная хлоритизация;
- г) доломитизация с образованием ромбических зерен карбоната;
- д) региональный метаморфизм с образованием тонкочешуйчатого серицита;
- е) образование карбонатно-кварцевых жил.

Приведенная последовательность, на наш взгляд, также отражает существо вторичных процессов, наблюдающихся в лавовых, туфовых и обломочных породах. Справедливо, по-видимому, и утверждение о максимальном проявлении процессов калишпатизации близ подводящих каналов — именно гипабиссальные кварцевые порфиры Шуэзерского синклинария являются наиболее высококалиевыми.

В связи с имеющимися предположениями о связи кислых вулканитов с наиболее молодыми селецкими гранитоидами Карелии (Гилярова, 1957), не противоречащими материалам данной работы, рассмотрим краткую характеристику последних, по Л. П. Свириденко (Свириденко, Хейсканен, 1976).

Селецкие граниты формации мигматит-гранитов образовались в связи с орогеническими процессами в районе современного Приладожья. На остальной территории Карелии, консолидированной ранее, они проявились в узких зонах активизации. Главным отличием селецких гранитоидов от гранитоидов ребольского периода является более высокое содержание микроклина и кварца, а также общей щелочности. В среднем содержание окисей натрия и калия в жильном материале селецких мигматитов составляет соответственно 3.14 и 6.42% (30 анализов), а в мигматит-гранитах - 3.31 и 5.16% (151 анализ). Кроме того, селецкие гранитоиды характеризуются резко пониженными содержаниями бария и стронция.

Селецкие гранитоиды отличаются от более ранних окраской кварца и полевых шпатов. Если микроклин ребольских мигматит-гранитов имеет светлую окраску и внешне не отличим от плагиоклаза, то микроклин селецких мигматит-гранитов имеет ярко-красный цвет. Соответственно кварц первых водяно-прозрачный, вторых - голубой и дымчатый до почти черных мориюновых разностей. Эти характеристики позволяют определять принадлежность гранитоидов уже при полевых исследованиях.

Сариолийский андезит-базальтовый комплекс

При изучении сариолийских образований использовалась специально для этого разработанная (Проблемы..., 1972) классификация вулканогенно-осадочных пород (табл. 2). Генетический подход, примененный при создании такой классификации, используется ниже для группировки пород при их описании. Естественно, что в связи с задачами данной работы большее внимание уделяется существенно вулканогенным образованиям, а чисто терригенные вообще не рассматриваются, так как они достаточно детально охарактеризованы в существующей литературе.

Эффузивная группа пород

Лавовые потоки и покровы сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса сложены мелко- и среднезернистыми диабазами, ¹ диабазовыми порфиритами, миндалекаменными диабазами, диабазовыми лавобрекчиями, вариолитами и шаровыми лавами. Все эти породы по минералогическому составу довольно

¹ Во всех описаниях, не касающихся деталей химизма, для рассматриваемых палеотипных разностей используется термин „диабаз“ даже тогда, когда речь идет о метаморфизованных андезит-базальтах.

однородны и отличаются лишь структурно-текстурными признаками (табл. 3). Они рассматриваются ниже в порядке перечисления. Кроме вулканических образований дается характеристика и субвулканических пород.

1. Мелкозернистые диабазы слагают чаще всего подошву или центральную часть лавовых потоков и покровов. Это породы темно-серого, зеленовато-серого цвета, довольно плотные, массивные, иногда незначительно рассланцованы. Основная масса породы состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза с тонкой, иногда едва различимой структурой двойникования, а чаще представляет собой спутанно-волокнистую плохо раскристаллизованную массу. Кроме плагиоклаза в незначительных количествах присутствует актинолит, который образует тонкие игольчатые образования. Из вторичных процессов отмечаются биотитизация, хлоритизация и частично эпидотизация. Структура породы микродиабазовая, спилитовая. Текстура массивная или миндалекаменная, подчеркиваемая единичными миндалинами, выполненными кварцем и биотитом.

2. Среднезернистые диабазы слагают в основном центральные части лавовых потоков. Эта группа пород отличается от предыдущей степенью раскристаллизации и размером породообразующих минералов. Породы темно-серого, зеленовато-серого цвета, массивные, плотные. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, роговой обманки, в различных количествах присутствуют кварц, биотит, хлорит, эпидот.

Плагиоклаз I образует беспорядочно расположенные мелкие тонкие лейсты альбита № 7-12, которые составляют как бы основу или канву породы. Этот плагиоклаз тонко sdвойникован и сильно изменен вторичными процессами (хлоритизация и эпидотизация). Здесь же в интерстициях плагиоклаза развиваются игольчатой, волокнистой формы образования амфибола (актинолит), который также частично подвергается хлоритизации.

Плагиоклаз II - это обычно удлиненные или короткопризматические кристаллы с хорошо выраженной структурой двойникования. Наиболее крупные выделения плагиоклаза чистые, грани кристаллов ровные. Представлен плагиоклаз альбитом № 10-17, sdвойникован по \perp (001) и реже 001, (101), (021).

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, которая наряду с игольчатыми, неправильной формы зернами образует удлиненные призматические образования с неровными, „разлохмаченными“ краями.

Биотит встречается в породах в различных количествах - от мелких единичных включений до сплошных зон биотитизации. Обычно это мелкие чешуйки с ярко выраженным плеохроизмом, прямым погасанием и ясной структурой. Чаще всего чешуйки беспорядочно располагаются в интерстициях плагиоклаза и амфибола. Совместно с эпидотом выполняет жилочки и прожилки, а также миндалины в ассоциации с кварцем, хлоритом, эпидотом.

Краткая петрографическая характеристика пород

Порода	Текстура	Структура	Первичные текстуры течения	
				главные ми- нералы
Диабаз	Массивная или миндале- каменная	Микродиабазовая, диабазовая, спилитовая		Альбит (An_7) амфибол (актинолит)
Диабазо- вый пор- фирит	Массивная, реже миндале- каменная	Диабазовая, порфировая, гломеропор- фировая		Альбит, амфи- бол (роговая обманка)
Миндале- каменный порфирит	Миндалека- менная, шла- ковая	Микродиабазовая, спилитовая	Ориентиров- ка миндалин, серповидные миндалины	Альбит, иго- лочки амфи- бола
Диабазо- вый ва- риолит	Миндалека- менная, мас- сивная	Сферолитовая, псевдосферо- литовая, спилитовая		Альбит
Диабазовая лавобрекчия	Брекчиевид- ная, миндале- каменная, полосчатая	Микродиабазовая	Ориентиро- ванное рас- положение „языков“ тонкообло- мочной мас- сы	Альбит, иго- лочки акти- нолита
Шаровая лава	Шаровая	Микродиабазовая, спилитовая	Ориентиров- ка шаров	Альбит, иго- лочки амфи- бола

Минералогический состав				
основной массы		вкрапленников	миндалин	Вторичные изменения
в торосте- пенные	акцес- сорные			
Биотит, хлорит, эпидот	Магнетит, пирит, сфен		Биотит, кварц	
Биотит, хлорит	Пирит, магнетит, сфен	Альбит (An_7-An_{15-17})	Кварц, био- тит, эпидот	Биотитизация, хлоритизация, эпидотизация, альбитизация
Биотит, хлорит, эпидот	Пирит, магнетит	Альбит	Кварц, био- тит, хлорит, эпидот, аль- бит, пирит, халькозин	
Биотит, хлорит, эпидот, кварц	Сфен	Сферолиты лап- чатой ветвистой формы из альби- та и актинолита	Биотит, эпи- дот, кварц	
Альбит, биотит, хлорит	Пирит, магнетит, сфен	Микролиты альбита	Биотит, хло- рит, кварц, эпидот	Биотитизация, хлоритизация, окварцевание
Биотит, хлорит	Пирит, магнетит	Альбит	Биотит, хло- рит, кварц, эпидот	Биотитизация, хлоритизация, альбитизация, эпидотизация

Эпидот распространен также неравномерно. В отдельных местах его довольно много, а в некоторых единичные зерна. Чаще всего это мелкие, округлые, неправильной формы выделения или скопления, состоящие из нескольких зерен, располагающихся в интерстициях плагиоклаза, а также в виде мелких включений в последних. Довольно редко встречаются зональные кристаллы эпидота.

Хлорит развивается по стекловатому мезостазису в промежутках между зернами альбита, а также частично замещает последний. Кварц встречается обычно в виде мелких зерен и распределен более равномерно по всей массе породы. Кроме того, в ассоциации с эпидотом и биотитом выполняет тонкие жилки и прожилки.

Структура породы диабазовая, микродиабазовая, порфировидная с диабазовой основной массой. Текстура массивная или миндалекаменная.

3. Диабазовые порфиры встречаются в ограниченном объеме. Это темно-серые, зеленовато-серые массивные плотные породы с ярко выраженной порфировой структурой, слагающие верхний маркирующий горизонт в лавовой толще.

Основная масса породы состоит из беспорядочно расположенных мелких лейст и выделений плагиоклаза и актинолита. На этом фоне четко выделяются отдельные порфиробласты или выделения нескольких сросшихся кристаллов альбита. Размер вкрапленников изменяется от 3-5 мм до 1 см. Коротко таблитчатые, до призматических, вкрапленники распределены по всем разностям пород в пределах лавовых потоков маркирующего горизонта независимо от их текстурно-структурных особенностей.

Основная масса породы сложена беспорядочно ориентированными удлиненнопризматическими кристаллами тонко сдвоенного плагиоклаза (альбита № 3-5), в интерстициях между которыми располагаются зерна амфибола, биотита, хлорита, эпидота, кварца. В этой мелкозернистой массе четко выделяются вкрапленники плагиоклаза № 8-15 с четкой структурой двойникования 001 и (001). Амфибол наряду с игольчатыми волокнистыми выделениями образует удлиненные призматические кристаллы с неровными краями. Иногда они образуют скопления из нескольких зерен.

Биотит встречается в виде мелких таблитчатых и чешуйчатых образований между зернами плагиоклаза и амфибола.

Эпидот распределен неравномерно. Обычно это мелкие, округлые, неправильной формы выделения или скопления из нескольких зерен в промежутках между основными породообразующими минералами, а также в виде точечных мелких включений в последних.

Хлорит развивается по стекловатому метастазису между породообразующими минералами или в виде тонко чешуйчатых выделений по плагиоклазу и амфиболу.

Структура породы порфириновая с диабазовой или микродиабазовой основной массой. Текстура массивная и миндалекаменная.

4. Миндалекаменные диабазы являются распространенным типом пород в лавовом комплексе. Выделяются разности пород с миндалекаменной текстурой, в которых насыщенность миндалинами небольшая, и пенистые лавы с обилием миндалин. По минералогическому составу миндалекаменные породы аналогичны массивным и порфириновым разностям, отличаются лишь текстурно-структурными особенностями.

Основная масса породы мелкозернистая, спутанно-волокнистая, состоящая из тонких мелких лейст плагиоклаза и тонких иголочек амфибола, сильно измененных вторичными процессами (биотитизация, эпидотизация, хлоритизация). Структура пород спилитовая, микродиабазовая. Текстура миндалекаменная. Миндалины имеют совершенно различную форму и конфигурацию, выполнены они кварцем, альбитом, хлоритом, эпидотом, биотитом, редко сульфидами (пиритом, халькопиритом и халькозином). Наблюдается моно- и полиминеральное выполнение миндалин. Встречены лавовые потоки (первый маркирующий горизонт), где миндалины выполнены только кварцем и альбитом. В этом случае форма миндалин совершенно правильная, округлая; миндалины равномерно рассеяны по всей массе породы. Кроме мономинеральных миндалин альбитового и кварцевого состава в лавовых потоках наблюдаются миндалины полиминерального состава с кварцевым, хлоритовым, биотитовым заполнением в различных сочетаниях минералов друг с другом.

Довольно часто в верхах лавовых покровов встречаются породы типа пенистых лав. Это пузырчатой, ноздреватой, ячеистой формы образования однородного состава, которые содержат лепешкообразные, караваеобразные или эллипсоидальной формы обособления, и участки, насыщенные миндалинами с кварцевым, хлоритовым, биотитовым и эпидотовым заполнением. Основная масса породы сильно хлоритизирована, биотитизирована, отмечаются эпидотизация и окварцевание. Из первичных минералов сохранились лейсты плагиоклаза.

5. Лавобрекчии в разрезе лавовых образований приурочены к кровле потоков и покровов и иногда почти нацело слагают потоки, подошва которых сложена массивными разностями пород, часто с миндалекаменной текстурой. По химическому составу породы соответствуют андезит-базальтам и андезитам и приурочены к верхним горизонтам лавовой толщи.

Лавобрекчии состоят из обломков размером до 3-5 см и более того же состава, что и цементирующая их масса. Вследствие этого обломки хорошо видны лишь на выветрелой поверхности породы, а на свежем сколе сливаются с цементом. Обломки угловатой, округлой, неправильной формы располагаются в массе породы беспорядочно. По сравнению с об-

ломками цементирующая масса более сильно подвергнута вторичным изменениям (биотитизации, хлоритизации, эпидотизации, окварцеванию).

6. Очень своеобразными являются диабазовые вариолиты. В данном комплексе среди них выделяются два типа. К первому типу относятся породы, которые содержат вариоли размером от 0,3–0,5 до 1 см в диаметре и на выветрелой поверхности имеют „бобовую“ или „оспенную“ текстуру. При микроскопическом изучении оказалось, что вариоли имеют радиально-лучистую, лапчатую или сноповидную форму, волнистое погасание и сложены плагиоклазом и тонкими иголочками актинолита. Основная масса породы состоит из биотита, хлорита, эпидота, кварца. Миндалины, наблюдающиеся в основной массе, выполнены кварцем, биотитом, эпидотом. Структура породы спилитовая с псевдосферолитовой и сферолитовой структурой основной массы. Текстура миндалекаменная, реже массивная.

Вторая форма вариолитовых образований установлена в лавовых потоках нижнего маркирующего горизонта. Здесь на темно-сером и сером фоне основной массы породы четко выделяются вариолитовые обособления округлой или овальной формы, которые, сливаясь друг с другом, образуют скопления и обособления различной конфигурации. Размер отдельных индивидов колеблется от 0,2–1 до 2–3 см в диаметре. Процесс роста и обособления вариолей устанавливается визуально, так как вариоли имеют более светлую окраску по сравнению с цементирующей массой. При микроскопическом изучении вариоли размером от 0,5 до 1 см и более обнаруживают четкое зональное внутреннее строение.

По периферии отдельных индивидов располагается миллиметровая биотит-хлоритовая кайма из тонко распыленного рудного железосодержащего агрегата. Затем следует зона в несколько миллиметров, состоящая из смеси зерен плагиоклаза, амфибола, биотита, мусковита и хлорита, причем количество лейкократового материала к центру вариолей постепенно увеличивается. Центральные части ядра вариолей нередко сложены волокнистым, радиально-лучистым агрегатом лейкократового материала, вероятнее всего плагиоклаза.

В центральной части вариолей часто встречаются миндалины, выполненные биотитом, хлоритом и кварцем. Миндалины имеют как мономинеральное, так и полиминеральное выполнение.

Цементирующая масса породы состоит из биотита, мусковита, хлорита, амфибола, плагиоклаза и кварца.

Сравнивая химический состав вариолей и цементирующей массы (табл. 4), видно, что в вариолях по сравнению с цементом устанавливаются повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 , суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Натрий резко преобладает над калием в вариолях, тогда как в цементе калий доминирует над натрием.

Т а б л и ц а 4

Химический состав вариолитов сариолийского вулканического комплекса р. Кумы

Окислы	Вариоли (ср. по 3)	Цемент	Вариоли (ср. по 3)	Цемент
SiO ₂	57.42	52.50	57.52	48.46
TiO ₂	0.89	0.95	0.90	1.04
Al ₂ O ₃	11.68	10.87	11.13	10.59
Fe ₂ O ₃	0.45	2.26	0.97	2.96
FeO	7.52	8.33	7.08	9.55
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	8.78	9.68	8.45	10.80
CaO	6.81	11.32	7.69	13.26
Na ₂ O	4.51	1.83	4.61	0.48
K ₂ O	0.92	1.08	0.34	0.95
H ₂ O	0.08	0.07	0.17	0.23
NiO	0.04	0.04	0.03	0.05
CoO	0.004	0.008	0.006	0.009
CuO	0.003	0.002	0.005	0.003
П. п. п.	0.75	1.08	0.86	1.60
Сумма	99.97	100.17	99.91	100.13

В цементирующей массе магний и кальций преобладают над содержанием их в вариолях. Суммарное железо также доминирует в цементе по сравнению с вариолями. Таким образом, наглядно видно, что состав вариолей более кислый, чем вмещающая их масса.

О путях возникновения подобных образований в настоящее время нет единого мнения, однако большинство исследователей рассматривают данное явление как пример несмешиваемости двух жидкостей, иными словами как „ликвацию“ магмы (Левинсон-Лессинг, 1949а, 1949б; Григорьев, Исюль, 1937; Скрипченко, 1965; К Кеpezинскas, В. Кеpezинскas, 1964; Кузeбный и др., 1964; Нарвайт, Руденко, 1964, и др.).

7. Шаровые лавы занимают очень ограниченный объем в разрезе лавовой толши. „Шары“ имеют эллипсоидальную, каравaeобразную, иногда неправильную форму и размеры по длинной оси от 0.3-0.5 до 1.0-1.5 м. В шарах отмечается неясная зональность. По периферии „шаров“ располагается тонкая (до 0.5-0.7 см) кайма корочки закалки. Затем идет зона миндалекаменных пород с миндалинами, выполненными кварцем и хлоритом. Центральные части шаров сложены массивными разностенными породами с редкими миндалинами.

Основная масса породы в шарах состоит из тонких лейст плагиоклаза (альбит № 5-8) и тонких иголочек амфибола. Отмечается сильное изменение, вызванное вторичными процессами (биотитизация, хлоритизация, частично эпидотизация и альбитизация). Структура породы микродиабазовая, спилитовая.

Цементирующая масса представлена мелкораздробленным лавовым материалом, причем отмечаются сильное окварцевание, альбитизация.

8. Субвулканические образования. Кроме эффузивных пород в вулканогенной толще встречаются (р. Кумса) субвулканические согласные тела габбро-диабазов (рис. 17). В районе оз. Собачьего они имеют мощность около 140 м и представлены двумя согласными пластово-секущими силлами. По простиранию на запад мощность силлов габбро-диабазов уменьшается до 105 (оз. Ригадампи) и 55 м (д. Чебино).

По минералогическому составу габбро-диабазы сходны с лавовыми образованиями и отличаются от последних только степенью раскристаллизации и некоторыми текстурно-структурными особенностями. Габбро-диабазы представляют собой породы серого, темно-серого, зеленовато-серого цвета, довольно плотные и массивные, мелко- и среднезернистые. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и амфибол, второстепенными – биотит, эпидот и кварц, среди аксессуаров присутствуют сфен, лейкоксен, титаномagnetит. В качестве вторичных минералов обычно отмечаются эпидот, хлорит, карбонат. Плагиоклаз представлен альбитом (№ 3-10), образующим удлиненные или таблитчатые лейсты размером от долей миллиметра до 0.3-0.5 см, реже более крупные с хорошо выраженной структурой двойникования, главным образом по (010), реже (001). Лейсты плагиоклаза содержат мельчайшие включения зерен эпидота, биотита, а также землистые образования, вероятнее всего, продуктов разрушения рудных компонентов.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, которая образует игольчатые, шестоватые, таблитчатые зерна с неровными зазубренными краями. Наблюдается незначительная эпидотизация и хлоритизация амфибола.

В довольно значительном количестве в виде мелких чешуек короткотаблитчатой, неправильной, редко удлиненной формы присутствует биотит, который заполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и амфибола. Наблюдаются зоны биотитизации, где биотит вместе с эпидотом и хлоритом образуют совместные агрегаты по амфиболу и плагиоклазу.

Эпидот встречается неравномерно. В отдельных местах его довольно много и он образует зоны эпидотизации, в других – единичные образования. Обычно это мелкие, округлые или неправильной формы выделения или скопления, состоящие из нескольких зерен. Кроме того, изредка эпидот встречается в виде кристаллов, и тогда в нем видна зональность, которая



Рис. 41. Контакт лавового потока с эффузивно-пирокластическими образованиями в районе пос. Гирвас.

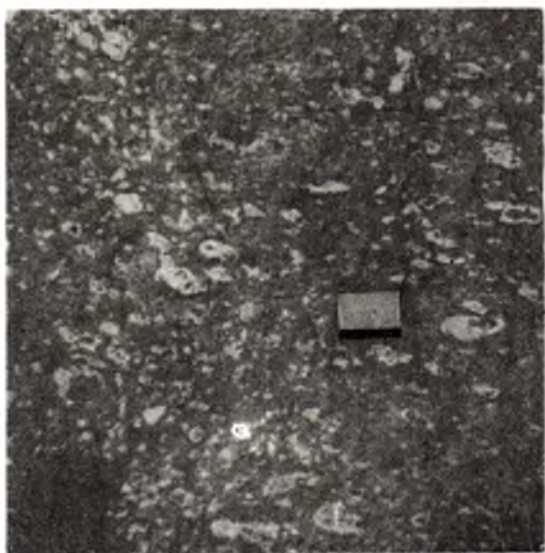


Рис. 42. Пенистая текстура в кровле лавовых потоков.

выражается различной окраской зон. Эпидот в ассоциации с кварцем и биотитом выполняет также мельчайшие трещинки и прожилки в породе. Хлорит присутствует в породе в небольшом количестве, выполняя интерстиции между зернами плагиоклаза. Иногда наблюдается развитие хлорита по биотиту, амфиболу и плагиоклазу.

Кварц образует мелкие зерна и встречается в ограниченных количествах. В ассоциации с эпидотом и биотитом выполняет трещинки и миндалины.

В качестве акцессорных минералов обычно присутствуют сфен, лейкоксен, магнетит, титаномагнетит и пирит.

Вулканические породы, рассмотренные в данном разделе, определенным образом участвуют в строении лавовых потоков и покровов. При этом выделяются следующие типы строения последних (от подошвы к кровле):

- а) мелкозернистый диабаз-диабазовый порфирит-миндалекаменный диабаз;
- б) мелкозернистый диабаз-среднезернистый диабаз-миндалекаменный диабаз;
- в) мелкозернистый диабаз-миндалекаменный диабаз-пенистая лава;
- г) мелкозернистый диабаз-миндалекаменный диабаз-диабазовая лавобрекчия;
- д) мелкозернистый диабаз-вариолитовый диабаз-миндалекаменный диабаз;
- е) мелкозернистый диабаз-миндалекаменный диабаз-шаровая лава;
- ж) миндалекаменный диабаз-шаровая лава;
- з) мелкозернистый диабаз-диабазовая лавобрекчия.

Указанные типы строения потоков и покровов используются не только для расчленения эффузивных пластов, но нередко и как руководящий принцип для определения их кровли и подошвы (рис. 41). Существенную информацию при этом дает изучение текстурных особенностей пород в лавовых потоках, в связи с чем кажется целесообразным рассмотреть их здесь дополнительно.

Впервые в Карелии некоторые текстуры лавовых пород (текстуры течения) были описаны В. М. Тимофеевым (1916а, 1916б) и М. А. Гиляровой (1941, 1959) в суйсарском вулканическом комплексе. Изучение текстур вулканогенных образований стало важной составной частью методики исследования древнейших вулканических комплексов Карелии после детального их анализа в среднепротерозойских и нижнепротерозойских (Соколов, Светов, 1968; Светов, 1972; Рубонен, Рыбаков, 1968; Рубонен и др., 1974) вулканических толщах.

Наиболее характерными текстурами лавовых образований сариольского вулканогенно-осадочного комплекса являются миндалекаменные, брекчиевидные, шаровые, вариолитовые.

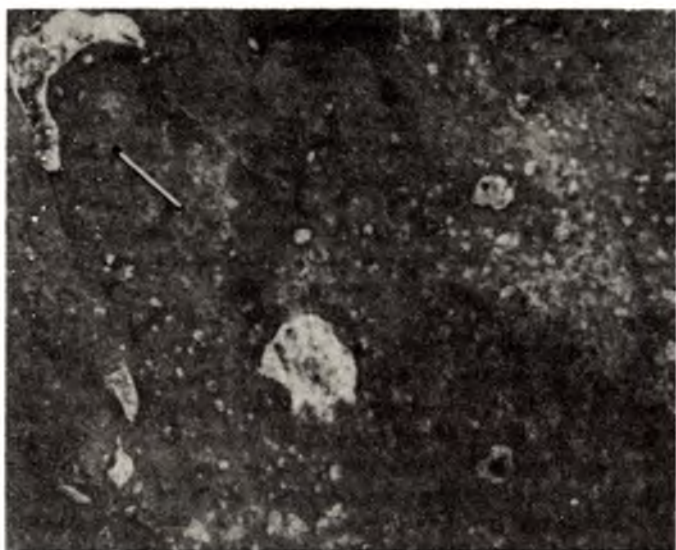


Рис. 43. Миндалекаменные текстуры в кровле лавовых потоков.



Рис. 44. Шаровая текстура в кровле лавового потока – покрова миндалекаменных диабазов.

Миндалекаменная текстура характеризуется наличием большого количества миндалин, выполненных кварцем, кальцитом, альбитом, хлоритом, биотитом, сульфидами меди и железа. Образование миндалекаменной текстуры происходит в результате выделения летучих компонентов при остываниидвигающейся жидкой лавовой массы. Поэтому чаще всего миндалекаменная текстура характерна для кровли лавовых потоков и покровов и реже для их подошвы, когда происходит частичное вскипание горячей раскаленной лавы при взаимодействии с подстилающими уже остывшими породами. Окончательное распределение газовой фазы происходит в период медленного остывания и раскristаллизации расплава в потоке или в покрове, создавая все видимое разнообразие миндалекаменных текстур, отличающихся количеством, формой и пространственным расположением миндалин. В зависимости от газонасыщенности лавового расплава в породе выделяются пенистая и шлаковая разновидности миндалекаменных текстур (рис. 42, 43).

Брекчиевидная текстура устанавливается в кровле лавовых потоков и покровов. Для нее характерно наличие большого числа обломков остроугольной и неправильной формы размером от долей сантиметра до 0.5–0.7 м и больше, представленных массивными и миндалекаменными диабазами в хлорит-карбонат-кремнистом цементе. Формирование брекчиевидной текстуры происходит, вероятнее всего, в результате дробления, разламывания и расталкивания уже застывшей части лавового потока при бурном выделении газовой составляющей из расплава и цементации этих обломков порциями жидкой лавы, поступающей при взрывах из более глубоких частей лавового потока.

Шаровые текстуры в разрезе вулканогенной толщи имеют небольшое распространение. Однако они имеют важное значение для расшифровки процессов вулканизма и палеовулканологических реконструкций о направлении течения лав, потому что среди них встречаются удлиненные эллипсоидальные шары (рис. 44), по которым можно частично судить о направлении течения лавы. О значении шаровых лав в расшифровке характера вулканизма, условий его проявления и т.д. имеется обширная литература, по которой можно судить о той важной информации, которую несут данные текстуры при палеовулканологических реконструкциях древнейшего вулканизма.

Вариолитовые текстуры лавовых образований неоднократно отмечались в литературе (Левинсон-Лессинг, 1949а, 1949б; Бурьянова, Фаворская, 1961; Джрбашан, 1961; Скрипченко, 1965, и др.). В данном комплексе Карелии они описываются впервые. Отмечается два типа потоков и покровов с вариолитовыми текстурами пород.

К первому типу относятся потоки и покровы, сложенные в средней или верхней частях вариолитовыми диабазами, образующими маломощные „прослой“ (0.5–0.7 м), хорошо выдержанные



Рис. 45. Сферолитовая текстура и морфология сферолитовых выделений в средней части лавового потока „альбитовых” диабазов.

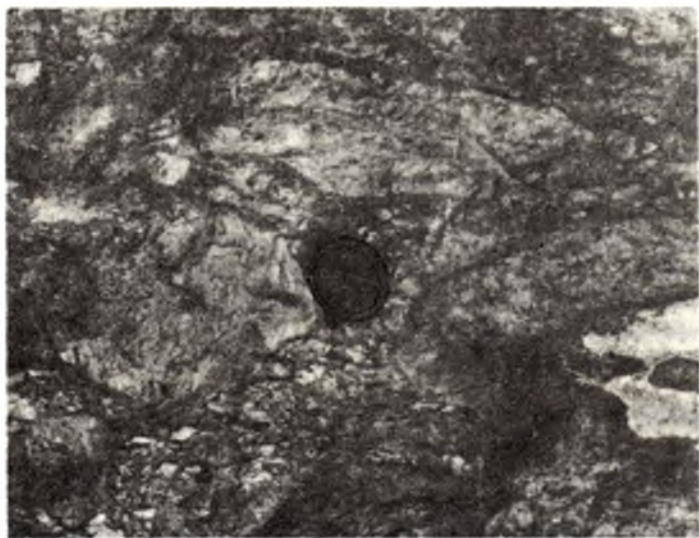


Рис. 46. Агломераты в районе оз. Ватулма.

по простирацию. Вариолитовые диабазы, слагающие тонкие „прослои“, представляют собой темно-серые, зеленовато-серые плотные массивные породы, содержащие большое количество равномерно рассеянных правильно-округлых вариолей размерами до 0,5 см в диаметре. В ряде случаев в строении отдельных потоков устанавливается по 2–3 таких „прослоя“ вариолитовых диабазов, чередующихся с миндалекаменными или массивными диабазами, не содержащими вариолей. В то же время некоторые потоки, содержащие в кровле шаровые лавы, в качестве цемента имеют также вариолитовые диабазы, которые в таких случаях уже не образуют выдержанных горизонтов. По текстурно-структурным особенностям вариолитовые диабазы потоков этого типа сходны между собой.

Ко второму типу относятся маломощные потоки и покровы первого (нижнего) маркирующего горизонта, содержащие в средней части зоны вариолитовых диабазов, а в кровле – большое количество альбитовых и кварц-альбитовых миндалин. Морфологической особенностью вариолитовых зон этого типа потоков является присутствие в них крупных сферолитовых выделений, сложенных светло-серой породой. Вариолитовые диабазы здесь также образуют маломощные горизонты (0,3–0,5 м), содержащие в основании мелкие вариоли размером до 0,5 см в диаметре, а в верхней части – более крупные сферолитовые образования размером от 1 до 3–4 см в диаметре. Горизонты вариолитовых диабазов, содержащих сферолиты, имеют невыдержанное простираение и мощность.

При изучении зон лавовых потоков со сферолитовыми образованиями было установлено, что отдельные сферолиты в основании горизонтов имеют обособленное расположение, а в кровле горизонта происходит слияние нескольких сферолитов в почковидные агрегаты вплоть до образования сплошных „прослоев“ и полос, т.е. в разрезе потоков наблюдаются все стадии зарождения, роста, динамики движения и слияния отдельных сферолитов (рис. 45). По механизму образования установленные сферолиты представляется возможным рассматривать как продукты магматической ликвации газонасыщенного расплава в процессе формирования лавовых потоков.

Эффузивно-пирокластическая группа пород

Подробный анализ минерального состава структур и текстур эффузивных образований позволяет в дальнейшем не останавливаться на соответствующих характеристиках пород, присутствующих в виде пирокластических фрагментов. Среди эффузивно-пирокластических образований мы рассмотрим два типа агломератов и два типа туфовых пород, представляющих пирокластическую подгруппу, и ксеноагломераты и туф-

фиты осадочно-пирокластической подгруппы (в соответствии с табл. 2).

Автохтонные агломераты являются мелковалунной размерности пирокластической породой, залегающей обычно среди лавовых потоков, на кровле или непосредственно около их фронтальной части. Пласты агломератов мощностью от 5–10 до 50 м нередко не имеют отчетливых границ с подстилающими или сменяющими их по простиранию лавобрекчиями. Внутри пластов иногда наблюдается грубое нечеткое переслаивание мелковалунных и галечных разностей. Пласты прослеживаются по простиранию до 0,5 км и более.

Обломочный материал агломератов имеет угловато-округлую, округлую, иногда неправильную форму (рис. 46). Контуры обломков нередко подчеркиваются тонкой светлой каймой окремнения – корочки закалки (рис. 47, 48, 49). Обломки, достигающие 5–10 см, реже 10–15 см, представлены афанитовым диабазом (80–90%). Встречаются единичные обломки гранита размером 3–15 см, некоторые из них имеют внешнюю зону обжига и перекристаллизации полевых шпатов.

Псаммитовая фракция агломерата (заполнитель) представлена обломочками афанитового и мелкозернистого диабаз, вулканического стекла, частью раскристаллизованного. Форма обломочков угловатая, округло-угловатая, овальная и заливообразная, иногда со следами пластичной деформации при сдавливании. Вокруг обломков наблюдается кварц-биотитовая кайма. Мелкообломочный материал сцементирован кварцево-эпидот-карбонатной массой с биотитом, заполняющей треугольные, неправильные и округлые поры, напоминающие внешние миндалины. Агломераты первого типа являются автохтонными, сформировавшимися в условиях пирокластического потока при сравнительно спокойном поступлении из вулканического аппарата, чередовавшемся с излияниями лав. Эти агломераты в разрезе перемежаются с потоками лав, сложены мелкообломочным материалом с малым содержанием литифицированных пород среди обломков, сохраняют следы первично-пластичного состояния части фрагментов (рис. 50). Ориентировка обломков указывает на перемещение агломератового потока, однако небольшое количество тонко перетертого материала свидетельствует о малой величине этого перемещения.

Аллохтонные агломераты – мелко-, средние и крупновалунные породы, которые в разрезе обычно перекрывают эффузивные образования в виде пластов мощностью до 100–150 м. Они налегают на неровную поверхность лавовых потоков (рис. 41). В породах прослежена грубая, довольно отчетливая слоистость, выраженная чередованием слоев различного по размеру обломочного материала. По смене слоистости в таких пластах насчитывается до 8–10 пирокластических потоков мощностью 4–10 м, среди которых встречаются единичные выклинивающиеся лавовые потоки.

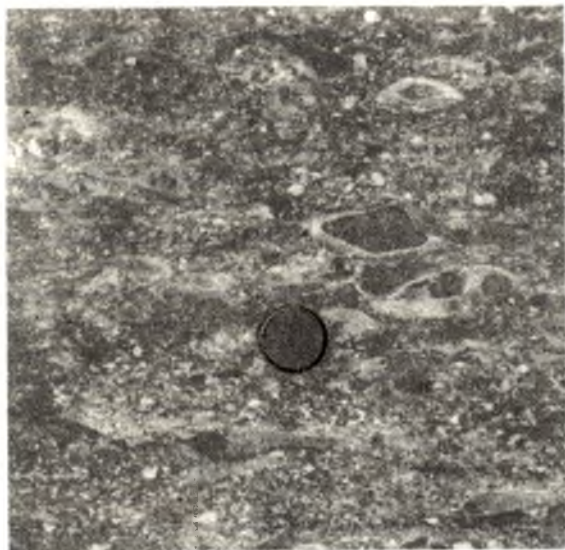


Рис. 47. Мелкообломочные агломераты с зональными вулканическими лапиллями.

Крупные обломки величиной 0,2–0,6 м имеют угловато-округлую и округлую, для расколотых глыб – остроугольную форму. Преобладают валуны и глыбы афанитового диабаз, реже крупнозернистого диабаз, диабазовых порфиритов и вариолитов. Здесь же наблюдаются гранитные фрагменты в количестве до 5–15%. В отдельных пунктах среди агломератов встречаются обильные „свалы“ угловатых гранитных глыб величиной до 5–7 м, нередко расколотых на месте.

Обломочный материал галечной размерности (3–10 см) присутствует совместно с валунным или образует нечеткие слои. Форма обломков округло-угловатая, угловатая и остроугольная, сложены они афанитовым осветленным диабазом (до 70–80%), диабазовым порфиритом и вариолитом, в единичных случаях – гранитом.

Алевролитно-псаммитовый заполнитель состоит из обломков тонкозернистого диабаз, почти нераскристаллизованного стекла, диабазового порфирита и вариолита округло-угловатой, угловатой, нередко причудливо-заливообразной формы, а также остроугольных и таблитчатых зерен плагиоклаза и кварца. Поры треугольной, неправильной формы, округлые и овальные миндалины заполнены кварц-эпидотовым или кальцитовым материалом. Встречаются зональные кварц-эпидотовые миндалины с рудным минералом в центре.



Рис. 48. Морфология литокластических вулканических обломков в агломератах района оз. Ватулма.

Агломераты второго типа являются аллохтонными. Они формировались в пирокластических потоках в период завершения лавовых излияний и начала разрушения вулканической постройки. Агломератовые потоки следуют друг за другом, в их разрезе встречаются лишь единичные маломощные лавовые потоки. Крупнообломочный материал в значительной мере состоит из обломков литифицированных пород. Гранитные обломки и „свалы“ гранитных глыб являются, по-видимому, локальным продуктом обрушения бортов вулканической долины. Характер обломочного материала указывает на более значительное перемещение массы потоков перед отложением.

Туфы первого типа - это неслоистые алеврито-песчаной или пелитовой крупности породы, содержащие остроугольные обломки кварца, кристаллы плагиоклазов, мелкие обломочки афанитовых диабазов и каплевидные фрагменты едва раскристаллизованного стекла (лапилли), сцементированные тонкой массой хлорит-серицит-эпидотового состава, в которой наблюдаются реликты пепловых частиц. Соотношение компонентов



Рис. 49. Сариолийский агломерат в районе оз. Арянукс.



Рис. 50. Линзовидно-вытянутые вулканические лапилли в агломератах района оз. Ватулма.



Рис. 51. Грубая нечеткая слоистость в эффузивно-пирокластических образованиях (ксеноагломераты) района р. Кумсы.



Рис. 52. Характер слоистости в эффузивно-пирокластических образованиях (ксеноагломераты) района р. Кумсы.



Рис. 53. Слоистые ксеноагломераты района оз. Ватулма.

в различных случаях меняется от витрокластических, кристалло-витрокластических до кристалло-лито-витрокластических туфов. Внешне порода нередко очень похожа на афанитовый диабаз. Сходство усиливается присутствием в ней редких миндалин.

Туфы первого типа образуют однородные, неслоистые пласты мощностью до 5–10 м, четко ограниченные от выше- и нижележащих туфопесчаников и туфобрекчий неровными, сложно извилистыми контактами. Указанные особенности позволяют предполагать, что эти туфы являются продуктами мощных пепловых выбросов.

Туфы второго типа представляют собой песчано-алевритовый кристалло-кластический материал, цементируемый пелитовой массой с реликтами пепловой структуры. В породе хаотически разбросаны обильные остроугольные обломки афанитовых и пенистых диабазов. В тонком материале наблюдается прерывистая слоистость (темные нечеткие слойки 1–3 мм мощностью и 2–3 см длиной повторяются через



Рис. 54. Тонкоплойчатые туфовые образования сарилийского комплекса в районе пос. Гирвас.

3–10 мм мощности). Концы слойков как бы „растворяются“ в породе. Крупные обломки расположены независимо от слойков.

Туфы второго типа подстилаются лавами или агломератами и перекрываются туфопесчаниками и туфобрекчиями. Отсутствие какой бы то ни было сортировки и дифференциации материала в разрезе таких туфов, независимое положение крупных обломков и слойков, заполнение туфами мелких депрессий на поверхности подстилающих пород заставляет предполагать, что они образовались при уплотнении пеплогрязевых суспензий большой вязкости.

Ксеноагломераты отличаются от агломератов повышенным (до 20%) содержанием терригенной примеси, более редкими



Рис. 55. Туфосланцы района оз. Большозеро.

случаями находок пластично деформированных обломков. Цементом ксеноагломератов, как правило, является тонко перетертая масса диабазов и пепловый материал. Тем не менее ксеноагломераты встречаются в виде пластов, внутри которых намечается некоторая дифференциация материала по крупности (рис. 51–53), содержат зональные обломки диабазов (стекловатая корка) и гранитные валуны с корочкой закалки (обжига). Крупнообломочный гранитный материал обнаруживает тенденцию к концентрации в подошве пирокластических потоков.

Туффиты, как правило, представляют собой псаммитовый и пелитовый пирокластический материал, отложенный совместно с примесью терригенного, в основном грязевыми потоками (лахары). Отложения грязевых потоков сохранились в виде пачек мощностью до 3–5 м, в подошве которых располагаются обломки валунной размерности. Терригенный крупнообломочный материал сосредоточен здесь же. В кровле пачек располагаются тонкозернистый и алевритовый туффит. В цементе встречаются пластично-деформированные фрагменты первично-стекловатого состава (лапилли), много пепловых частиц.

В ряде случаев граница между туффитами и пирокластоосадочными породами условна, так же как и критерий их разделения (20% терригенной примеси). Более обоснованным является отнесение к туффитам тех продуктов, кото-

рые претерпели лишь незначительную сортировку и переработку в водной среде (рис. 54,55). Наземные (сухие) аналоги туф-фитов, по-видимому, не пользуются широким распространением, так как условия для попадания терригенной примеси в пирокла-стику здесь крайне ограничены.

Пирокласто-осадочная группа пород

Породы этой группы не имеют четко выделяющихся особенностей, позволяющих их точно отделять от осадочно-пирокластических, с одной стороны, и осадочных - с другой. Руководящим принципом их выделения являлось установление заметной примеси пирокластике в породах осадочного ряда, которым при этом добавлялась к названию приставка „туфо“: туфоконгломераты и туфобрекчии; туфопесчаники, туфоалевролиты (рис. 56, 57).

Туфоконгломераты и туфобрекчии - породы, аналогичные терригенным конгломератам и брекчиям, но содержащие вулканические бомбы, пепловый и гидротермально образованный цемент.

Туфопесчаники и туфоалевролиты состоят преимущественно из вулканомиктового материала, среди которого встречаются реликты пепловых частиц и лапилли. В некоторых случаях в тонко ритмично-слоистых туфоалевролитах наблюдаются каплеобразные частицы раскристаллизованного стекла, внедряющиеся в слоистость в результате падения.

Осадочная группа пород в рассматриваемом комплексе широко представлена первично-пелитовыми, сланцевыми породами, алевролитами, разнообразными песчаниками, гравелитами, брекчиями и конгломератами зеленокаменного, полимиктового и гранитного состава. Эти образования охарактеризованы при описании разрезов, кроме того, хорошо известны по геологической литературе и поэтому не требуют дополнительного рассмотрения.

Заканчивая обзор вулканогенно-осадочных образований комплекса, уместно продолжить список парагенетических ассоциаций типов пород, начатый при описании лавовых образований. Учитывая пирокластические породы (прочие группы уже не образуют устойчивых ассоциаций), можно выделить дополнительно такие сочетания: лавобрекчия-агломерат; лавобрекчия-агломерат-ксеноагломерат; агломерат-ксеноагломерат.

Следует отметить, что весь перечень устойчивых парагенетических ассоциаций пород справедлив не только в вертикальном направлении, что явилось основой его построения. В равной мере можно считать, что данные ассоциации проявляются и при латеральных переходах между типами пород.



Рис. 56. Ритмичная слоистость в туфогенных гравелито-песчанико-алевритовых образованиях района р. Кумсы.



Рис. 57. Прослой туфоконгломератов в ритмично-слоистых туфопесчаниках района р. Кумсы.

Петрохимические особенности продуктов орогенного вулканизма

Для петрохимической характеристики вулканогенных комплексов было использовано 320 полных силикатных анализов, из них 70 анализов по кислым породам дацит-липаритового комплекса и 250 анализов для характеристики андезит-базальтового вулканизма.

Сумийский дацит-липаритовый комплекс

Как уже отмечалось, в наиболее полном объеме продукты кислого вулканизма представлены в пределах Лехтинской структуры. Среди дацит-липаритовых образований (кварцевые порфиры и кератофиры) выделяются лавовые, туфовые и субвулканические разности (табл. 5). Несмотря на близость химического состава пород (кучный рой векторов на диаграмме А. Н. Заварицкого в верхней ее части), отмечаются некоторые особенности, зависящие от их генетической природы. Лавовые и субвулканические образования имеют довольно узкий диапазон дифференциации, характеристика b варьирует от 3 до 5. Судя по ориентировке векторов в кривой части диаграммы А. Н. Заварицкого, породы относятся к группе пород, пересыщенных глиноземом.

Наиболее кислыми породами являются лавовые и субвулканические разности, а в туфах отмечается повышенная глиноземистость и известковистость. Ярким показателем химизма пород является щелочность. Резкое преобладание K_2O над Na_2O (10:1 и более) в лавовых и субвулканических породах позволяет четко отличать их от туфовых образований, где это отношение менее ярко проявлено. Рассматривая отношение Na_2O к K_2O в породах различного фациального состава на элементарной диаграмме (рис. 58) в пределах Лехтинской структуры, можно заметить, что выделяются два поля с различными соотношениями калия к натрию. Нижнее поле располагается вдоль линии K_2O при колебаниях содержания калия от 6 до 9%, а натрия до 0.5% и соответствует лавовым и субвулканическим образованиям. В верхнем поле при колебаниях Na_2O от 1.5 до 3.5%, а калия от 4 до 5% концентрируются в основном породы смешанного состава (лавы и связанные с ними различные туфы). При этом следует заметить, что возрастающая доля пирокластики соответствует краевым зонам вулканической структуры.

Сравнивая химизм кислых пород Лехтинской структуры с подобными образованиями, развитыми в пределах Северо-Карельской зоны (озера Панаярви и Ципринга), следует отметить некоторые особенности. В породах Северо-Карельской зоны не отмечается разностей пород с резким доминированием K_2O над Na_2O , здесь эти отношения близки 1:1 или 1:2. Кроме того,

Т а б л и ц а 5

Химический состав и числовые характеристики групп пород дацит-дипаритового комплекса (сумия)
и селецких мигматит-гранитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	77.43	77.80	75.64	71.22	74.14	72.69	71.81	72.33
TiO ₂	0.26	0.22	0.45	0.71	0.73	0.24	0.10	0.20
Al ₂ O ₃	11.62	11.60	12.41	12.05	12.94	13.78	15.03	14.33
Fe ₂ O ₃	1.55	0.95	2.67	2.62	1.64	0.66	0.61	1.09
FeO	He опр.	He опр.	He опр.	2.03	2.44	2.12	0.86	1.08
MnO	0.02	0.01	0.03	0.04	0.21	0.03	0.02	0.03
MgO	0.30	0.17	0.40	1.54	0.45	0.24	0.19	0.50
CaO	0.22	0.17	0.51	2.20	1.83	1.04	1.07	1.21
Na ₂ O	0.60	0.58	1.19	1.87	3.23	3.34	3.14	3.31
K ₂ O	7.30	7.40	5.16	3.24	3.43	5.25	6.42	5.16
Числовые характеристики								
α	11.3	11.6	9.5	8.6	11.7			
c	0.3	0.2	0.6	2.6	2.1			
b	4.7	3.8	8.5	8.6	5.3			
S	83.7	84.3	81.4	80.1	80.8			
σ'	83.0	71.2	76.5	22.2	15.2			
f'	27.3	20.3	29.6	48.0	70.9			
m	9.6	8.4	8.6	29.8	13.9			

σ'	-	-	-	-	-			
n	11.5	11.2	25.6	46.6	59.1			
t	0.3	0.2	0.5	0.7	74.4			
φ	27.3	20.3	29.5	25.5	25.3			
Q	44.5	44.7	44.54	40.2	36.2			
$a:c$	3.7	5.8	1.6	3.3	3.6			
Количество анализов	13	35	4	5	10	7	30	151

П р и м е ч а н и е. Лехтинская структура (по А.С. Пекки): 1 - лавовые образования; 2 - субвулканические образования; 3 - туфовые образования; 4 - оз. Ципринга (по О.А. Рийконен); 5 - оз. Панаярви (по В. Хакману, К.О. Кратцу, В.И. Шмыгалеву, В.И. Коросову); 6 - граниты Нуорунен (по Л.П. Свириденко); 7 - жильный материал селецких мигматит-гранитов (по Л.П. Свириденко); 8 - селецкие мигматит-граниты (по Л.П. Свириденко)

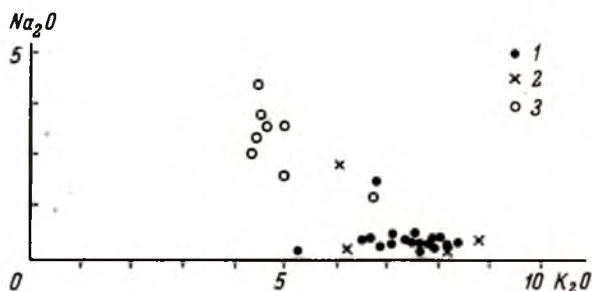


Рис. 58. Диаграмма состава $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ для кислых пород Лехтинской структуры. Составил А. И. Голубев.

Точки составов: 1 – месторождения Розалампи; 2 – участка Ноттоварака; 3 – участка Курьяварака.

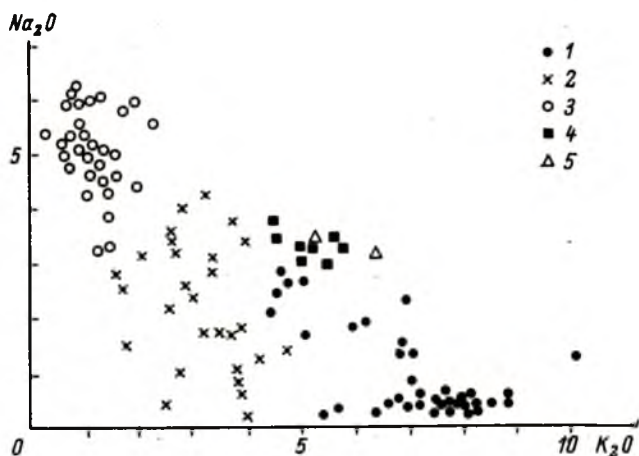


Рис. 59. Диаграмма состава $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ для кислых пород лопия и сумия Карелии. Составил А. И. Голубев.

Точки составов: 1 – кислых пород сумия Лехтинской структуры; 2 – кислых пород сумия Центральной и Северной Карелии; 3 – кислых пород лопия Костомукши; 4 – гранитов массива Нуорунен; 5 – селецких гранит-мигматитов (данные по средним).

по сравнению с породами Лехтинской структуры в кварцевых порфирах и кератофирах Северной Карелии отмечаются повышенные содержания CaO , MgO , TiO_2 , суммарного железа и др. (табл. 5). Если рассматривать соотношения щелочности кислых пород с различных вулканических зон, а также аналогичных образований лопия (гелефлинты) района Костомукши, то увидим, что на диаграмме можно выделить три поля (рис. 59).

Правое нижнее поле соответствует образованиям Лехтинской структуры, центральное поле – группе пород различных вулканических зон, вероятнее всего, одновозрастных с образованиями Лехтинской структуры. Левое верхнее поле занимают кислые образования (гелефлинты) лопийского возраста.

На эту же диаграмму нанесены данные о соотношении щелочности гранитного массива Нуорунен (оз. Ципринга) и средние составы селецких мигматит-гранитов и их жильного материала.

Анализируя полученные данные, можно заметить, что селецкие граниты по соотношению щелочности очень близки к кислым породами сумийского возраста. Это сходство устанавливается и по другим пороодообразующим окислам (табл. 5), что еще раз подтверждает генетическую связь кислых пород сумия с селецкими гранитами (Гилярова, 1957; Свириденко, Хейсканен, 1976).

Сариолийский андезит-базальтовый комплекс

Как уже отмечалось, наиболее хорошо изученной вулканической зоной развития сариолия является территория Кумсинской структуры северо-западного Прионежья, которая и приводится в качестве примера для рассмотрения петрохимических особенностей вулканогенных образований.

В табл. 6 приведены средние химических анализов по лавовым потокам в Кумсинской структуре. Характер поведения главных пороодообразующих окислов в разрезе вулканогенной толщи показан на рис. 60. Анализ приведенных данных позволяет говорить о том, что намечается определенная периодичность или пульсационность в ходе лавовых излияний, которая и отражается в изменении средних химических составов отдельных групп лавовых потоков и покровов. Периодичность первого порядка соответствует фазам вулканизма, а периодичность второго порядка – стадиям лавовых излияний (Голубев, Светов, 1975). По изменению химического состава выделено шесть стадий, объединяющих от 2–3 до 4–6 лавовых потоков и покровов, состав порций лав в которых изменяется от основного (базальтового) к более кислому (андезит-базальтовому). При этом излияния каждой последующей стадии начинаются лавами более кислого состава (рис. 61). Лавовые покровы начальных излия-

Т а б л и ц а 6

Химический состав и числовые характеристики пород лавовых потоков сариодийского вулканического комплекса в разрезе р. Кумы

Окислы	2	3	4	6	7	9	10	11	12	14	15	16	17	18
SiO ₂	55.34	55.35	56.18	49.80	54.16	52.51	52.81	59.10	56.45	56.18	54.29	58.81	53.72	56.59
TiO ₂	1.34	1.12	1.12	1.04	1.10	1.31	1.35	1.03	1.07	0.74	1.03	1.08	1.30	1.05
Al ₂ O ₃	13.91	14.74	14.48	11.03	9.77	12.79	13.42	11.92	12.34	11.07	12.61	13.65	14.12	11.48
Fe ₂ O ₃	2.53	1.32	2.06	1.76	0.95	2.04	1.68	1.88	1.40	2.49	1.54	1.51	3.02	4.23
FeO	9.75	19.15	9.48	10.20	9.29	10.33	9.74	7.12	8.41	7.42	8.70	9.42	3.93	8.19
MnO	0.18	0.15	0.22	0.16	0.14	0.11	0.10	0.11	0.19	0.19	0.14	0.13	0.17	0.18
MgO	3.40	4.89	4.24	10.92	10.12	6.89	7.68	5.61	6.63	7.82	8.25	5.56	4.57	3.89
CaO	6.15	5.47	6.04	10.22	8.89	6.11	4.74	6.82	7.24	9.12	6.57	3.81	9.51	7.78
Na ₂ O	4.18	4.30	4.00	0.78	3.19	3.98	3.96	3.38	3.61	2.78	3.44	3.34	4.45	3.68
K ₂ O	1.30	1.22	1.32	1.98	0.49	1.21	1.09	0.19	0.78	0.67	0.41	0.63	1.20	0.86
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.05	0.14	0.16	0.21	0.23	0.018	0.027	0.03	0.06	0.09	0.14	0.04
CuO	0.007	0.007	0.10	0.027	-	0.04	сл.	0.108	0.009	сл.	0.13	0.02	0.010	0.02
CoO	0.004	0.005	0.006	0.008	0.008	0.007	0.004	0.005	0.018	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006
NiO	0.007	0.01	0.015	0.041	0.004	0.06	0.06	0.025	0.019	0.25	0.025	0.02	0.01	0.014
S	0.03	0.04	0.14	0.031	0.03	0.01	0.02	нет	0.09	0.01	0.07	0.07	нет	0.02
H ₂ O	0.14	0.12	-	0.065	0.17	0.17	0.27	0.20	0.10	0.06	0.12	0.12	0.07	0.10
П. п. п.	1.77	1.45	1.63	1.43	1.23	2.42	3.13	1.32	1.96	1.37	1.63	2.12	1.72	1.30
Сумма	100.19	100.59	99.98	99.64	99.68	99.94	100.27	99.89	100.18	100.29	99.87	100.35	100.89	99.94

Окислы	19	22	23	24	25	28	27	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	53.08	54.10	55.33	57.44	55.25	63.44	51.01	57.18	54.76	54.85	58.35	56.40	54.31	54.82
TiO ₂	1.21	0.84	0.63	0.70	0.89	0.88	0.91	0.87	0.70	0.62	0.87	0.71	0.65	0.76
Al ₂ O ₃	11.96	13.63	14.45	14.68	15.18	11.10	17.45	13.54	14.47	13.96	14.41	16.02	16.15	16.67
Fe ₂ O ₃	5.48	3.18	2.54	1.41	1.5	2.08	4.46	2.15	3.83	1.05	1.08	1.17	1.93	1.68
FeO	9.27	8.08	6.74	6.93	6.91	6.61	3.91	7.54	6.03	8.55	7.00	7.02	7.67	8.40
MnO	0.17	0.14	0.15	0.14	0.16	0.26	0.16	0.20	0.20	0.24	0.15	0.13	0.18	0.14
MgO	5.38	7.83	6.15	8.24	6.38	3.62	2.65	5.84	4.91	6.78	5.13	5.42	6.17	6.85
CaO	7.42	5.16	7.10	4.84	5.96	6.76	12.13	5.43	9.07	5.84	4.34	4.30	4.62	1.66
Na ₂ O	3.14	3.78	3.54	3.73	4.59	2.26	3.65	4.56	3.09	4.35	5.04	5.64	4.28	4.38
K ₂ O	0.72	1.91	1.44	0.81	1.17	1.41	0.37	0.68	1.13	1.48	1.26	1.21	0.92	0.20
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.06	0.08	0.14	0.09	0.12	0.07	0.03	0.03	0.06	0.10	0.07	0.03
CaO	0.02	0.008	0.004	0.004	0.010	0.013	0.55	0.003	-	-	-	0.003	0.03	-
CoO	0.007	0.008	0.006	0.005	0.005	0.006	0.003	0.005	0.005	0.006	0.004	0.003	0.006	0.006
NiO	0.015	0.005	0.013	0.013	0.014	0.12	0.008	0.014	0.08	0.017	0.013	0.01	0.01	0.018
S	0.12	0.01	-	0.01	-	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.013	0.01	0.05	0.12
H ₂ O	0.09	0.17	-	0.013	0.15	0.15	0.25	0.07	0.11	0.20	0.012	0.07	0.07	0.08
П. п. п.	1.79	1.73	1.55	2.74	2.65	1.54	2.21	1.80	2.02	1.91	2.58	1.81	3.08	3.75
Сумма	99.89	100.31	99.70	100.90	100.32	100.09	100.36	100.13	100.40	99.97	100.11	100.06	100.20	99.50

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

	2	3	4	6	7	9	10	11	12	14	15	16	17	18
Числовые характеристики														
a	10.8	11.2	10.7	4.4	7.2	10.4	10.7	8.9	8.9	7.2	7.5	7.9	11.5	9.2
c	3.7	4.2	3.5	5.2	2.5	3.2	3.8	3.2	3.5	3.7	4.1	4.6	3.4	2.9
S	65.0	63.6	64.1	57.9	57.9	59.8	62.2	65.7	69.8	63.2	63.2	67.1	59.3	63.7
b	20.5	20.9	21.7	39.4	32.3	26.6	23.2	22.1	24.7	25.9	25.2	20.3	25.8	24.1
f'	54.9	49.0	50.3	35.4	27.8	42.5	44.8	37.0	36.6	35.5	35.1	30.8	42.1	46.8
m'	27.3	32.2	32.5	57.3	48.9	42.0	45.7	41.4	43.5	49.8	51.6	46.1	28.7	26.8
c'	17.8	11.7	17.2	7.6	23.3	15.4	9.4	21.4	1.9	14.6	8.7	—	9.6	26.3
n	82.7	84.1	82.2	62.5	91.2	83.1	86.1	80.9	85.3	83.3	93.2	89.8	84.8	86.9
t	1.7	1.5	1.5	1.5	1.5	1.8	1.9	1.3	1.5	9.5	1.3	1.4	1.8	1.5
φ	10.4	5.2	7.5	4.7	2.3	6.1	5.8	7.2	4.7	8.2	4.5	5.9	9.6	1.4
Q	4.7	0.7	3.3	1.9	1.0	4.4	0.7	10.5	4.4	8.3	7.3	13.9	7.8	6.2
$\alpha:c$	2.9	2.7	3.0	0.8	2.9	3.2	0.8	2.7	2.5	1.9	1.8	1.9	3.4	3.2
α'												3.9		
Количество анализов	5	2	1	4	3	3	3	4	3	2	3	2	3	2

	19	22	23	24	25	26	27	30	31	32	33	34	35	36
Числовые характеристики														
α	7.7	9.5	9.6	9.1	11.7	6.9	8.9	10.8	8.5	11.4	12.6	13.9	10.9	9.3
c	4.7	4.2	4.7	4.9	4.2	3.8	7.9	3.4	5.5	3.3	3.1	3.7	5.4	1.9
S	60.7	61.2	62.8	64.0	62.8	70.9	62.4	64.5	62.9	61.4	65.5	64.2	63.3	60.3
b	27.4	25.0	22.8	21.8	21.2	18.3	20.6	21.2	23.0	23.8	18.7	18.2	20.2	28.5
f'	49.2	41.6	37.8	34.9	37.2	44.3	39.7	42.7	39.7	37.8	43.5	41.6	46.0	32.2
m'	33.0	50.1	45.2	61.7	50.6	32.3	22.8	43.0	35.9	47.3	45.3	49.8	52.9	38.9
c'	17.7	8.1	16.8	3.3	12.1	23.2	37.3	14.2	24.3	14.8	11.1	8.5	1.0	-
n	87.6	85.9	78.8	86.9	85.1	71.1	93.5	91.3	80.5	81.3	85.2	87.4	87.3	97.2
t	1.7	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	1.3	9.4	9.8	0.8	9.2	0.9	0.9	0.9
ψ	16.7	1.1	9.4	5.4	5.7	9.4	19.7	8.8	14.2	3.9	7.8	5.2	8.2	5.1
Q	0.8	0.7	1.8	5.1	1.9	24.3	0.7	4.1	3.4	3.2	2.8	3.1	0.3	0.1
$\alpha:c$	1.6	2.3	2.0	1.8	2.7	1.8	1.1	3.1	1.5	3.4	4.1	3.7	2.0	4.8
α'														28.9
Количество анализов	2	2	3	4	4	2	2	2	3	2	2	2	4	1

ний первой и второй вулканических фаз по химическому составу близки между собой и соответствуют толеитовым базальтам, конечные - в обоих случаях приближаются по составу к андезит-базальтам и андезитам. В целом по разрезу устанавливается общее увеличение кислотности излившихся лав. Вариации основных породообразующих окислов в пределах выделенных вулканических стадий частично отображают магматическую дифференциацию, результатом которой и явилась стадийность лавовых излияний (рис. 60).

Субвулканические образования данного комплекса по химическому составу соответствуют лавам конечных излияний конца либо первой, либо второй фазы вулканизма.

Наблюдения над внутренним строением лавовой толщи, морфологией отдельных лавовых потоков и покровов, их текстурно-структурными особенностями позволяют говорить о том, что в процессе лавовых излияний характер вулканической деятельности изменялся от спокойных извержений гавайского типа основной легколетучей лавы до взрывных напряженных извержений лавы с повышенной вязкостью, сопровождающихся выбросами разновеликого пирокластического материала, т.е. с признаками извержений стромболианского типа. В зависимости от динамики вулканической деятельности и химического состава поступающих порций лав породы лавовых потоков и покровов разновременных стадий и выделенных вулканических фаз характеризуются целым рядом различающихся текстурных и структурных признаков.

Наиболее распространенной текстурой диабазов и диабазовых порфиритов данного изученного лавового комплекса является миндалекаменная, которая характерна для кровли и редко наблюдается в подошве лавовых потоков и покровов. Однако если рассматривать распределение и приуроченность миндалекаменной текстуры по разрезу в целом, то можно заметить, что породы кровли потоков и покровов начальных стадий излияний каждой из фаз отличаются слабой насыщенностью миндалинами, выполненными кварцем, хлоритом, биотитом, реже эпидотом. Для лавовых потоков и покровов конечных стадий излияний основной текстурой является также миндалекаменная (рис. 60), однако наблюдается большая насыщенность миндалинами вплоть до появления шлаковых и пенистых текстур, а, кроме того, для конечных стадий второй фазы вулканизма характерны, а часто имеют и преобладающее развитие брекчиевидные текстуры (лавобрекчии, шлаковые лавы).

В целом вверх по разрезу в пределах вулканических фаз от начальных стадий к конечным резко увеличивается роль миндалекаменных, пенных, а во второй вулканической фазе и брекчиевых текстур, что связано как с повышением общей кислотности поступающих порций лав, так и с содержанием в них летучих компонентов.

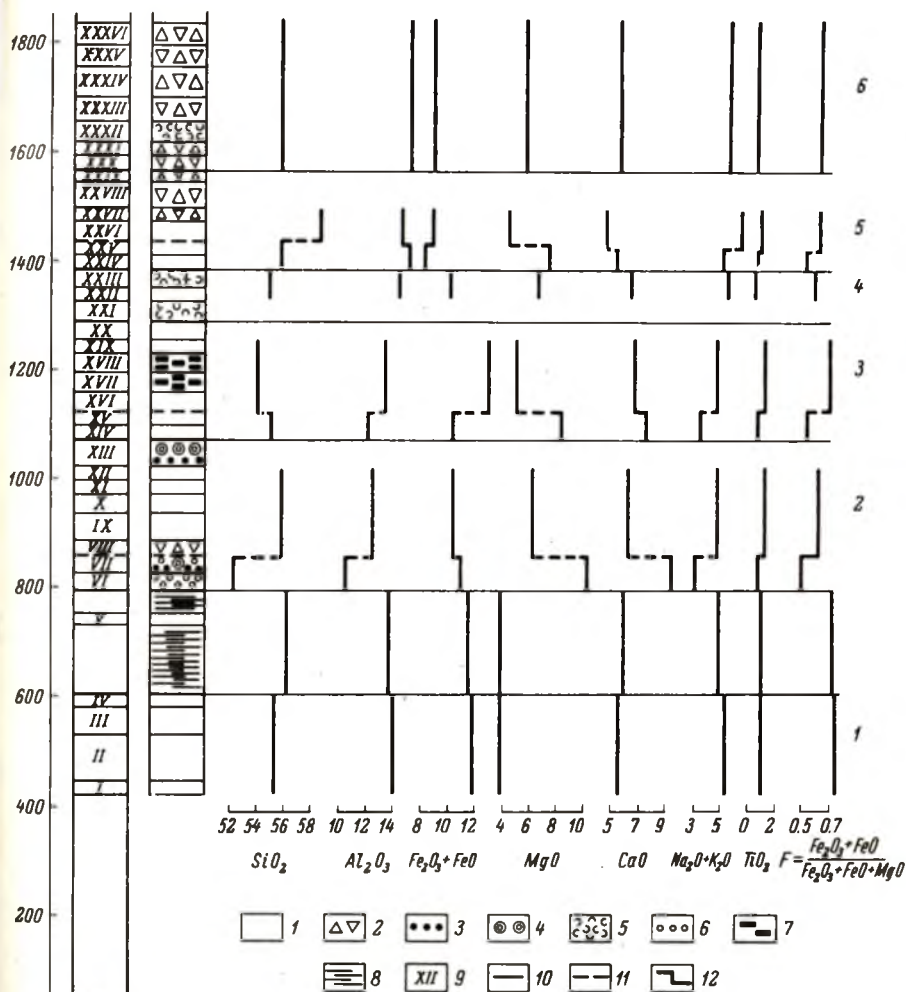


Рис. 60. Вариации главных породообразующих окислов и коэффициента железистости в пределах вулканических стадий сариольского вулканогенно-осадочного комплекса района р. Кумсы. Составил А. И. Голубев.

Текстуры лавовых потоков и покровов: 1 – миндалекаменная, 2 – брекчиевидная, 3 – вариолитовая, 4 – шаровая, 5 – пеннестая; 6 – лавовые потоки нижнего маркирующего горизонта с кварц-альбитовыми миндальниками; 7 – лавовые потоки верхнего маркирующего горизонта с плагиоклазовыми порфиритами; 8 – расслоенные тела габбро-диабазов; 9 – лавовые потоки и их номера; 10 – границы вулканических стадий; 11 – границы внутри стадий; 12 – графики усредненных значений породообразующих окислов.

Габбро-диабазы в отличие от своих излившихся аналогов характеризуются полнокристаллическим сложением, равномерно-зернистой, шлировой, такситовой и полосчатой текстурами и полным отсутствием текстур, присущих излившимся породам.

Таким образом, сравнительный анализ химизма пород и их текстурно-структурных особенностей позволяет решать вопросы, связанные с механизмом формирования лавовой толщи, характером магматической дифференциации, степенью насыщенности лав летучими компонентами, реконструировать типы вулканической деятельности и их динамику.

Для выяснения особенностей химического состава пород, положения и сравнения их среди других естественных ассоциаций по каждой группе пород были составлены вариационные диаграммы по А.Н. Заварицкому (1950). Для сравнительной характеристики пород различных вулканических зон использованы также данные сотрудников института В. И. Коросова, М.М. Лаврова, М.Г. Попова, М.М. Стенаря, В.С. Куликова.

На диаграмме хорошо видно (рис. 61), что фигуративные точки на обеих плоскостях образуют довольно вытянутые полосы вдоль оси Ob , причем характеристика b варьирует от 15 до 35, что свидетельствует о довольно значительном размахе дифференциации магматического расплава.

В ходе лавовых излияний наблюдалась определённая периодичность в изменении средних химических составов отдельных групп лавовых потоков и покровов. Периодичность первого порядка соответствует фазам саррилийского вулканизма, а периодичность второго порядка — стадиям лавовых излияний.

По изменению химического состава выделено шесть стадий, объединяющих от 2–3 до 4–8 лавовых потоков и покровов, состав порций лав в которых изменяется от основного (базальтового) к более кислому (андезит-базальтовому). В табл. 7 приведены средние составы пород по вулканическим стадиям. Поля составов выделенных вулканических стадий частично перекрывают друг друга. Перекрытие полей вполне естественно, потому что породы имеют однородный петрохимический состав.

Лавовые потоки первой вулканической стадии сложены породами андезит-базальтового состава. На векторной диаграмме А.Н. Заварицкого они образуют довольно компактное поле, что говорит о близком составе пород. Положение и ориентировка векторов в плоскости показывает, что все породы относятся к нормальному ряду, отмечается постоянство щелочей и кислотности (величина a изменяется от 10 до 12, а b — от 20 до 22).

Породы второй вулканической стадии, представленные базальтами и андезит-базальтами, образуют на векторной диаграмме значительный разброс фигуративных точек вдоль оси b при умеренных колебаниях щелочности. Величина b колеблется от

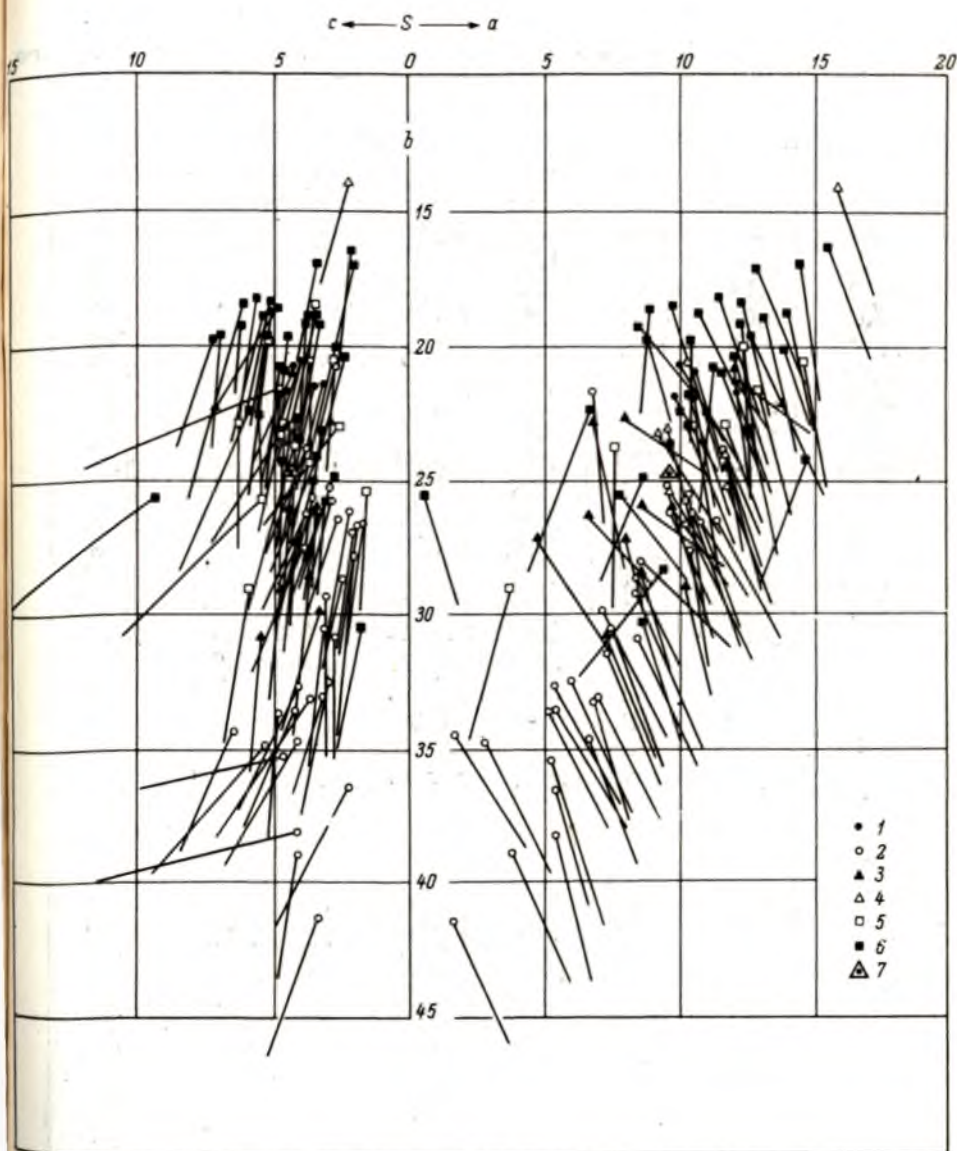


Рис. 61. Векторная диаграмма А. Н. Заварицкого химических составов пород лавовой фации сариолийского комплекса р. Кумы по вулканическим стадиям (1-6) и среднему составу (7) групп пород по данным 108 химических анализов. Составил А. И. Голубев.

Химический состав и числовые характеристики пород сариолийского

Окислы	I		II		III		
	ср. кон.	ср. нач.	ср. кон.	ср.	ср. нач.	ср. кон.	ср.
SiO ₂	55,33	52,18	55,79	53,98	54,96	53,69	54,18
TiO ₂	1,24	0,97	1,17	1,07	0,92	1,19	1,09
Al ₂ O ₃	14,14	10,58	12,63	11,60	11,99	13,24	12,76
Fe ₂ O ₃	2,08	1,34	1,83	1,58	2,12	3,76	3,13
FeO	9,86	9,56	8,85	9,20	8,19	9,24	8,83
MnO	0,17	0,18	0,12	0,15	0,18	0,17	0,17
MgO	3,99	10,39	6,25	8,32	8,22	4,97	6,22
CaO	5,85	9,52	6,31	7,91	7,59	6,73	7,06
Na ₂ O	4,20	2,10	3,86	2,98	3,18	3,90	3,62
K ₂ O	1,27	1,13	1,06	1,09	0,51	0,93	0,77
H ₂ O	0,11	0,13	0,18	0,15	0,10	0,08	0,09
CuO	0,007	0,008	0,001	0,009	0,05	0,02	0,01
CoO	0,006	0,010	0,01	0,01	0,008	0,007	0,006
NiO	0,008	0,04	0,03	0,035	0,26	0,015	0,019
V ₂ O ₅	0,039	Не опр.	0,031	0,034	0,033	0,39	0,036
Cr ₂ O ₃	0,011	"	0,051	0,10	0,065	0,011	0,031
S	0,04	0,02	0,03	0,025	0,086	0,04	0,05
П. п. п.	1,63	1,59	1,89	1,74	1,73	1,96	1,87
Сумма	100,08	99,95	100,21	100,04	99,96	100,10	100,04

Числовые

a	11,1	5,9	9,7	7,7	7,4	9,9	9,0
c	3,9	3,7	3,5	3,7	4,1	3,8	3,9
b	21,2	33,6	24,9	28,9	27,5	24,7	25,7
S	63,8	56,8	61,9	59,7	61,0	61,6	61,4
f'	52,0	29,0	40,2	34,0	33,6	48,9	42,3
m'	33,1	49,6	42,9	46,6	48,9	33,5	40,2
c'	14,8	21,4	16,4	12,4	17,5	17,6	17,5
n	83,9	73,9	83,5	79,6	91,0	86,3	86,6
t	1,6	1,4	1,6	1,5	1,2	1,7	1,5
ψ	7,7	3,1	6,1	4,5	6,3	13,2	9,9
Q	1,5	1,9	0,9	0,3	3,1	0,4	0,9
α:c	2,8	1,6	2,8	2,1	1,8	2,6	2,2

П р и м е ч а н и е. I-VI - стадии вулканической начальных, конечных и общих по стадиям продуктов извержений.

вулканического комплекса р. Кумсы по вулканическим стадиям

IV	V			VI			Общее среднее
	ср. нач.	ср. нач.	ср. кон.	ср.	ср. нач.	ср. кон.	ср.
54,82	55,58	58,56	56,18	55,71	54,83	55,57	54,69
0,63	0,69	0,82	0,74	0,72	1,02	0,76	0,93
14,12	14,93	14,54	14,85	15,21	15,21	15,21	13,63
2,79	1,45	1,29	1,42	1,93	3,34	2,15	2,04
7,27	6,92	7,59	7,06	7,18	8,52	7,38	8,39
0,15	0,15	0,17	0,16	0,16	0,11	0,15	0,16
6,72	7,31	4,35	6,72	5,75	4,46	5,55	6,58
6,32	5,20	4,58	5,08	5,71	5,41	5,86	6,62
3,64	4,16	5,17	4,37	4,48	3,56	4,34	3,74
1,85	0,99	1,39	1,07	1,05	0,77	1,01	1,08
0,09	0,11	0,29	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13
0,003	0,005	0,010	0,006	0,09	0,04	0,06	0,01
0,007	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,006
0,012	0,014	0,011	0,015	Не опр.	0,03	Не опр.	0,03
0,025	0,028	0,020	0,027	"	0,021	"	0,0244
0,037	0,038	0,034	0,038	"	0,007	"	0,035
0,004	0,003	0,015	0,006	0,02	0,03	0,03	0,03
1,62	2,69	1,02	2,36	1,91	2,51	1,99	1,87
100,19	100,42	100,08	100,36	100,19	100,22	100,21	100,08

характеристики

10,7	10,6	13,1	11,1	11,4	9,1	10,9	9,6
4,1	4,5	2,9	4,3	4,4	5,9	4,7	4,2
23,8	21,8	17,9	20,9	20,7	19,9	20,7	24,6
61,8	63,1	65,9	63,7	63,5	65,1	63,7	61,6
38,7	36,0	45,9	38,1	41,3	56,9	43,9	40,2
46,9	36,2	40,3	53,5	46,6	38,9	45,5	44,3
14,4	7,8	13,8	8,4	12,1	4,2	10,6	15,4
75,3	86,9	84,7	85,3	85,7	87,7	86,2	83,3
0,9	0,9	1,1	0,9	0,9	1,4	0,9	1,2
9,6	5,6	5,9	5,8	7,8	14,8	9,2	8,1
1,1	0,5	3,0	0,9	0,2	6,1	0,9	0,2
2,5	2,4	2,5	2,5	2,6	1,5	2,3	2,3

деятельности; ср. нач., ср. кон. и ср. - средние составы

Т а б л и ц а 8

Химический состав и числовые характеристики туфов сариолийского комплекса района д. Святнаволок

Окислы	Номера проб								Среднее по 8 анализам
	600-65	600-66	600-67	35/26	35/58	35/62	36/29	36/32	
SiO ₂	58.14	59.00	64.00	57.14	59.95	56.40	58.34	60.72	59.2
TiO ₂	1.02	0.98	0.89	0.71	0.78	0.94	0.86	1.00	0.90
Al ₂ O ₃	14.75	14.90	13.88	16.10	15.58	17.38	15.64	15.70	15.49
Fe ₂ O ₃	2.91	2.50	1.66	1.72	1.78	3.31	1.70	1.54	2.14
FeO	5.88	5.60	5.30	6.90	6.23	5.80	7.23	6.62	6.19
MnO	0.14	0.12	0.10	0.11	0.08	0.07	0.13	0.09	0.11
MgO	7.53	7.27	5.74	6.34	5.16	5.26	6.49	5.02	6.10
CaO	3.28	3.20	1.72	1.34	0.76	0.70	1.00	0.90	1.61
Na ₂ O	1.35	1.58	2.47	2.75	2.39	2.05	4.00	3.61	2.52
K ₂ O	0.90	1.23	1.00	1.89	2.77	3.78	1.45	1.22	1.78
H ₂ O	0.01	0.22	0.10	0.11	0.16	0.20	0.18	0.23	0.16
П. п. п.	4.28	3.78	3.30	5.01	3.94	4.37	3.44	3.53	3.95
Сумма	100.22	100.34	100.16	100.10	99.58	100.26	100.46	100.18	100.11
Числовые характеристики									
α	4.2	5.0	6.5	8.5	8.8	9.5	10.3	9.2	7.7
с	3.8	3.8	1.9	1.6	0.9	0.8	1.2	1.0	1.9
б	27.3	25.8	22.4	27.1	25.0	27.7	25.3	23.7	25.5

S	64.7	65.4	69.2	62.8	65.3	62.0	63.2	66.1	64.9
α'	26.5	26.0	31.7	33.8	38.9	40.2	28.1	36.4	32.7
c'	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f'	28.6	28.1	27.7	27.5	27.9	29.1	31.1	29.9	28.7
m'	44.9	45.9	40.6	37.7	33.2	30.7	40.8	33.7	38.6
n	68.7	65.8	78.4	69.2	55.8	45.2	81.2	81.7	67.8
t	1.4	1.2	1.0	0.9	0.9	1.2	1.0	1.3	1.1
y	8.7	8.2	6.3	5.3	5.7	9.9	5.6	4.9	6.6
$\alpha:c$	1.1	1.3	3.4	5.3	0.9	1.2	8.6	9.2	4.1
Q	17.2	17.0	23.5	7.0	12.1	4.2	4.6	12.8	12.5

21 до 40, а - от 3 до 12. Все породы относятся к нормальному ряду (правый наклон векторов в поле $\alpha S b$), и почти у всех разностей пород натрий преобладает над калием. Кроме того, при увеличении кислотности параллельно происходит значительное уменьшение магниальности и известковистости при возрастании роли общей железистости, щелочности и глиноземистости.

Рассматривая расположение фигуративных точек составов пород третьей вулканической стадии, следует отметить повышение общей кислотности пород (среднее значение b равно 25.7) при сохранении тех же закономерностей в изменениях химизма лав при дифференциации исходного расплава, что и в предыдущую вулканическую стадию.

В последующие, четвертую, пятую и шестую вулканические стадии, относящиеся, по нашему мнению, ко второй вулканической фазе, происходит общее повышение кислотности пород (среднее значение b равно 21). По химическому составу породы относятся к андезит-базальтам, почти все являются породами нормального ряда. Так же как и в предыдущих стадиях, происходит общее уменьшение магниальности, известковистости при параллельном увеличении железистости и щелочности.

Анализируя эволюцию сариолийского вулканизма в целом, следует отметить гомодромный характер дифференциации исходного расплава магмы, который заключается в повышении кислотности лав от начальных стадий вулканической деятельности к заключительным.

Субвулканические образования на плоскости $\alpha S b$ векторной диаграммы образуют хорошо выраженный рой векторов, слабо вытянутых

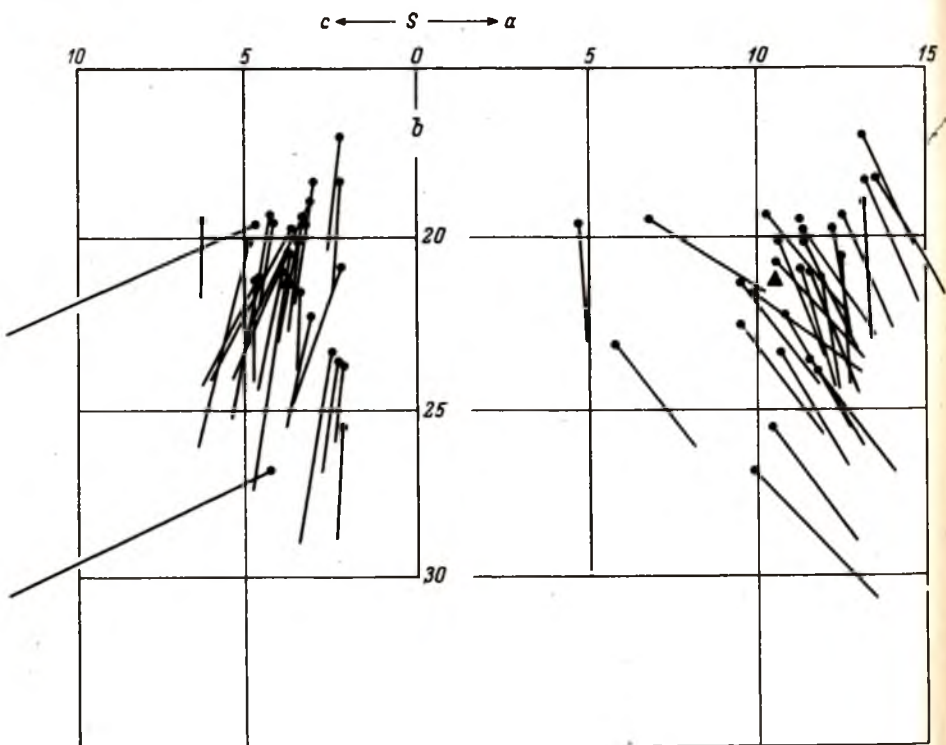


Рис. 62. Векторная диаграмма А. Н. Заварицкого химических составов пород субвулканической фации сариолийского комплекса р. Кумсы. Составил А. И. Голубев.

Треугольником показан средний состав.

вдоль оси Sb , с колебаниями характеристики b от 18 до 26. Судя по ориентировке векторов в правой части диаграммы, породы относятся к нормальному ряду. Довольно крутое расположение векторов говорит о преобладании феррических компонентов (сумма $Fe + Fe + Mg$) над силикатными (сумма щелочей $Na + K + Ca$). Крутое, почти вертикальное расположение векторов в плоскости cSb свидетельствует о преобладании в породах Na над K (рис. 62).

Пирокластические породы сариолийского вулканического комплекса по составу вулканогенного материала являются производными андезит-базальтов. Сравнение химических анализов туфов с анализами лавовой и субвулканической фаций показывает, что туфы являются более глиноземистыми (отно-

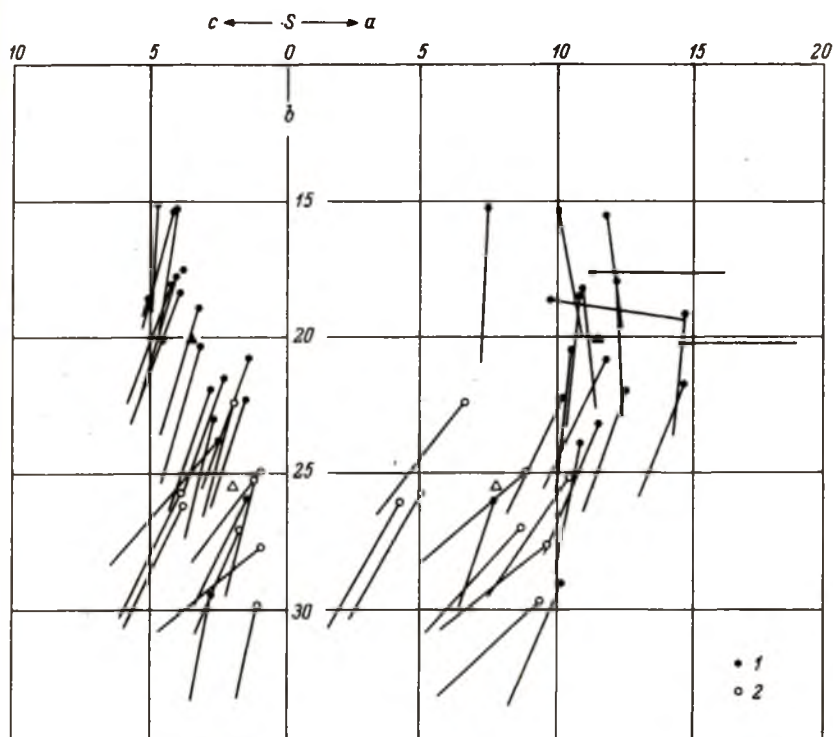


Рис. 63. Векторная диаграмма А. Н. Заварицкого химических составов туфов сариолийского комплекса. Составил А. И. Голубев.

1 — р. Кумса; 2 — пос. Гирвас. Треугольником показан средний состав.

сятся к группе пород, пересыщенных глиноземом), содержат повышенное содержание калия при равных концентрациях суммы щелочей и сильно обеднены известью (табл. 8). Эти особенности определили несколько особое положение туфов на векторной диаграмме (рис. 63).

Рассматривая сводную векторную диаграмму и расположение фигуративных точек составов пород данного вулканического комплекса, можно выделить самостоятельные поля, соответствующие лавовой, субвулканической и пирокластической (туфовой) фациям, хотя они частично и перекрывают друг друга, что свидетельствует о существующей связи химизма пород выделенных фаций.

Таким образом, установленная геологическая связь выделенных вулканических фаций отчетливо подтверждается и петрохимической генетической связью. Однако если породы лавовой

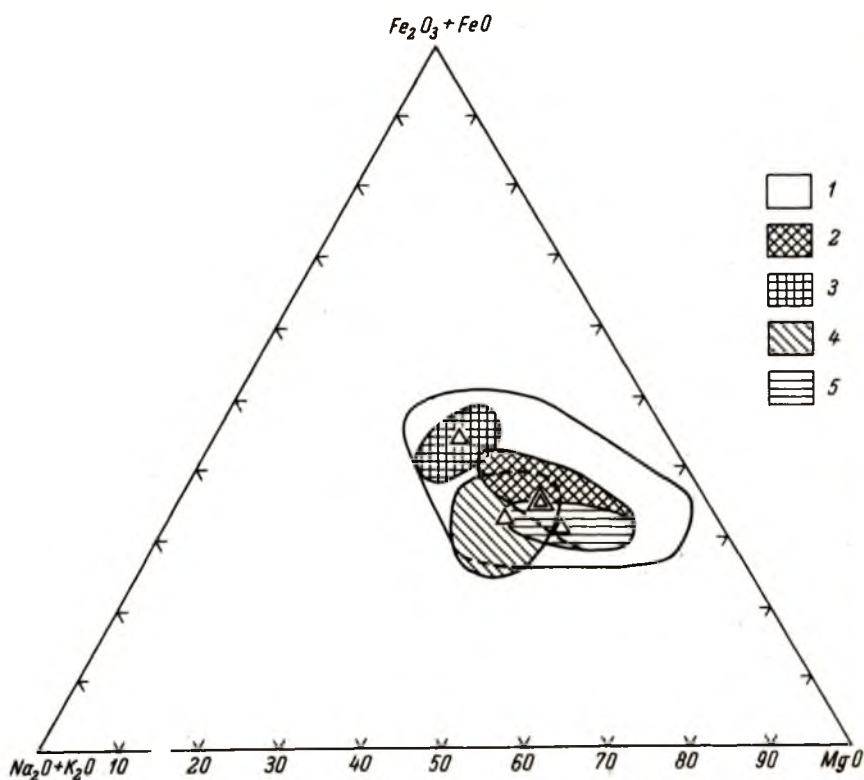


Рис. 64. Диаграмма состава $\text{MgO}-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ пород сарилийского комплекса. Составил А.И. Голубев.

Поля составов: 1 — эффузивов р. Кумсы; 2 — эффузивов д. Красная Речка; 3 — субвулканических образований р. Кумсы; 4 — туфов р. Кумсы; 5 — туфов пос. Гирвас. Треугольниками показаны средние составы.

и субвулканической фаций являются представителями пород нормального ряда, то породы туфовой фации относятся к разностям пород, пересыщенных глиноземом. Основные закономерности эволюции химического состава пород различной фациальной принадлежности отчетливо проявляются и на вариационных диаграммах состава $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})-\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, построенных в молекулярных отношениях окислов.

Из диаграмм видно, что фигуративные точки составов пород различных фаций вулканического комплекса занимают довольно обособленные поля, частично перекрывая друг друга, что еще раз говорит о близости химических составов поступающих порций лав, а также о генетической связи выделенных вулканических фаций (рис. 64).

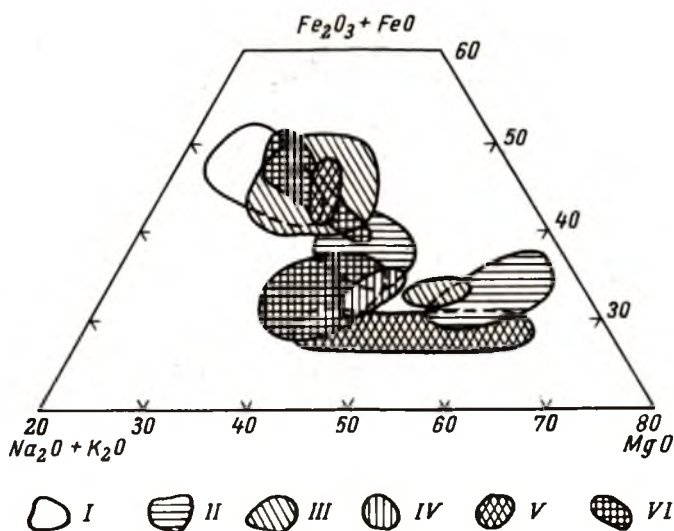


Рис. 65. Часть тройной диаграммы ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$)- MgO -($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для пород лавовой фации сариолийского вулканического комплекса Кумсинской вулканической зоны. Составил А. И. Голубев.

I-VI - поля составов пород лавовой фации по вулканическим стадиям.

При детальном анализе пространственного расположения фигуративных точек состава пород лавовой фации в пределах своего вариационного поля оказалось, что средний химический состав отдельных порций лав по ходу излияний последовательно меняется от основного к более кислому, что еще раз подтверждает стадийность лавовых излияний. В каждой из установленных шести вулканических стадий наблюдается заметное изменение химического состава (рис. 65). При этом происходит увеличение в конечных продуктах суммы щелочей и железа при уменьшении магнезиальности. Такое изменение химического состава пород можно объяснить, по-видимому, последовательной сменой состава порций поступающего магматического расплава, связанной с фракционной дифференциацией внутри самого магматического очага.

Породы субвулканической фации на тройной диаграмме занимают обособленное положение, образуя довольно компактное поле фигуративных точек ближе к верхнему левому углу диаграммы. Судя по химическому составу и положению поля на тройной диаграмме, субвулканические образования являются комагматами либо конца первой, либо второй фазы сариолийско-

Т а б л и ц а 9

Химический состав и числовые характеристики групп пород сариолийского вулканического комплекса

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	54.69	52.91	58.56	56.69	58.31	53.93	53.58	53.38	56.25	57.10	59.20
TiO ₂	0.93	1.10	0.73	0.50	0.71	0.79	0.79	0.94	1.25	0.89	0.90
Al ₂ O ₃	13.83	12.85	13.72	12.90	14.00	15.04	14.09	14.18	13.66	15.31	15.49
Fe ₂ O ₃	2.04	1.90	1.90	2.96	1.67	2.16	2.73	3.34	2.73	2.29	2.14
FeO	8.39	9.28	6.95	6.64	6.05	7.43	6.98	8.11	8.98	7.09	6.19
MnO	0.16	0.18	0.16	0.15	0.14	0.15	0.13	0.21	0.18	0.18	0.11
MgO	6.58	7.31	4.52	6.47	6.19	5.86	5.28	6.84	4.04	5.60	6.20
CaO	6.62	6.64	6.57	7.40	4.83	6.40	6.86	7.01	6.02	2.82	1.61
Na ₂ O	3.74	3.96	3.09	3.70	4.38	3.96	3.84	3.33	4.05	4.14	2.52
K ₂ O	1.08	0.98	1.30	1.08	1.09	1.42	1.04	0.90	1.08	1.79	1.78
H ₂ O	0.13	0.09	0.09	0.19	0.10	0.15	0.17	0.13	0.15	0.12	0.16
П. п. п.	1.87	2.68	2.73	1.42	2.27	2.91	3.38	1.41	1.13	2.78	3.95
Сумма	99.87	99.99	100.12	100.10	99.74	100.20	98.87	99.78	99.91	100.11	100.11

Числовые характеристики

α	9.8	9.8	8.6	9.5	11.0	10.8	10.2	8.5	10.5	11.5	7.7
σ	4.2	3.5	4.9	3.6	3.7	4.7	4.5	5.1	3.8	3.4	1.9
b	24.6	26.9	19.2	24.3	19.5	22.1	22.4	25.4	21.3	20.0	25.5

S	61.6	59.7	67.3	62.6	65.8	62.3	62.9	60.8	64.4	65.1	64.9
α'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.1	32.7
f'	40.2	38.7	43.6	35.3	36.9	40.9	41.4	41.8	51.1	42.9	28.7
m'	44.3	44.9	40.0	43.5	52.4	45.0	40.7	45.1	34.4	47.0	38.6
c'	15.4	16.3	16.4	21.2	10.7	14.0	17.8	13.1	17.5	-	-
n	83.3	86.5	77.8	83.3	85.4	80.9	84.7	84.8	84.6	77.8	67.8
t	1.2	1.6	0.9	0.6	0.9	1.0	1.1	1.3	1.6	1.1	1.1
φ	8.1	5.9	8.6	9.8	7.6	8.9	10.6	11.1	17.8	9.4	6.6
Q	0.2	3.6	12.5	2.6	5.9	5.8	0.8	0.5	4.0	3.7	12.5
$\alpha:c$	2.3	2.8	1.8	2.6	2.9	2.3	2.2	1.6	2.8	3.4	4.1
Количество анализов	108	21	22	4	17	8	12	4	29	20	8

Примечание. Лавовые образования: 1 - р. Кумса; 2 - дер. Красная Речка; 3 - Лехтинская структура (по В.И. Коросову); 4 - оз. Большозеро (по М.М. Стенарю); 5 - район Гайколя (по М.Г. Попову); 6 - Панаярви (по В.И. Коросову); 7 - оз. Ципринга (по О.А. Рийконен); 8 - оз. Кукаозеро (по О.А. Рийконен). Субвулканические образования: 9 - р. Кумса. Туфовые образования: 10 - р. Кумса; 11 - д. Святнаволох.

го вулканизма (рис. 64). От пород лавовой фации субвулканические образования отличаются повышенной железистостью и щелочностью, но в то же время пониженной магnezностью.

Вариационная линия составов пород субвулканической фации показывает, что в процессе кристаллизационной дифференциации намечается накопление в остаточных продуктах кристаллизации щелочей с параллельным уменьшением содержания магния и суммы железа. Таким образом, субвулканические образования осуществляют эволюцию химического состава кристаллических фаз по „пути Боуэна”.

Анализ вулканогенных образований сариолия в различных вулканических зонах Карелии показывает, что породы имеют довольно однообразный химический состав (табл. 9). Фигуративные точки (средние составы) на диаграммах А. Н. Заварицкого и $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 66, 67) занимают компактные поля, что еще раз подтверждает однородность не только их химического состава, но и специфику условий их образования.

Таким образом, на петрохимических диаграммах выделяются две четкие петрохимические группы: группа дацит-липаритов и группа андезит-базальтов. Точки кислых пород располагаются в верхней части диаграммы А. Н. Заварицкого, образуя локальное поле для лавовых и субвулканических образований вблизи точек среднего липарита и риолита по Дели (рис. 66). Туфовые разности в верхней части диаграммы располагаются в пределах параметра \bar{b} от 8 до 9. Поле основных пород находится ниже, в области значений параметра \bar{b} от 19 до 27. Промежуточных точек между этими двумя полями не установлено. Эти же закономерности проявляются и на тройной диаграмме (рис. 67), где также отчетливо выделяются два самостоятельных обособленных поля кислых и основных пород. На эти же диаграммы для сравнительной характеристики нанесены средние составы групп пород нижнепротерозойского (лопийского) возраста (Робонен, 1974).

Здесь же следует отметить, что кислые эффузивные и интрузивные образования (кварцевые порфиры и кератофиры), встречающиеся в ряде вулканических структур сумия совместно с основными породами (Пана-Куолаярвинская и др.), являются, по нашему мнению, не производными магматической дифференциации, происходящей в очаге, а продуктами самостоятельного магматического очага корового заложения (Голубев, 1975). С этой точки зрения легко объясняется чередование в разрезе лав основного и кислого состава (район оз. Панаярви), когда одновременно действуют два самостоятельных магматических очага, дающие совершенно различные по составу продукты. Объяснение подобного явления контрастной дифференциацией, происходящей в одном магматическом очаге в процессе довольно быстрого

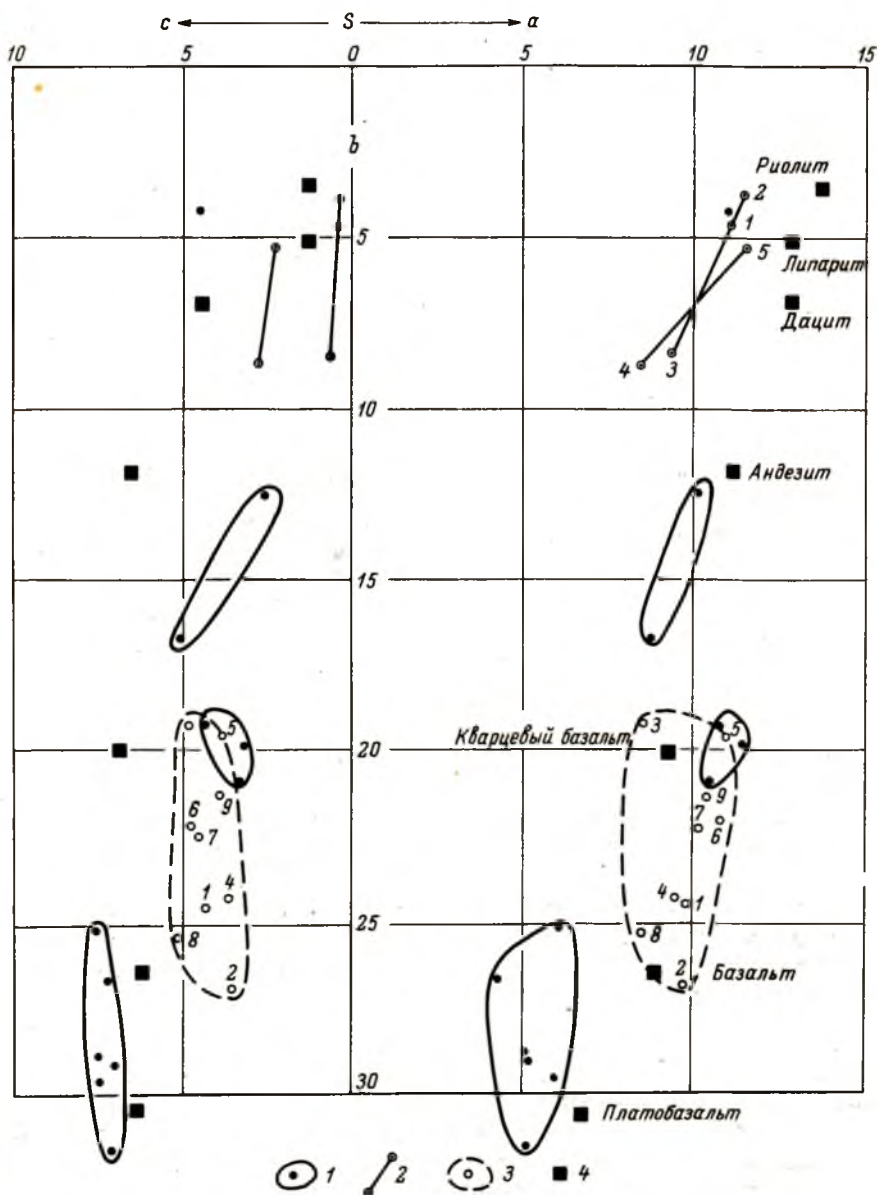


Рис. 66. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для пород лопия, сумия и сариолия Карелии. Составил А. И. Голубев.

1 — поля составов пород лопия; 2 — средние составы кислых пород сумия; 3 — поле составов основных пород сариолия; 4 — средние составы пород по Р. А. Дели.

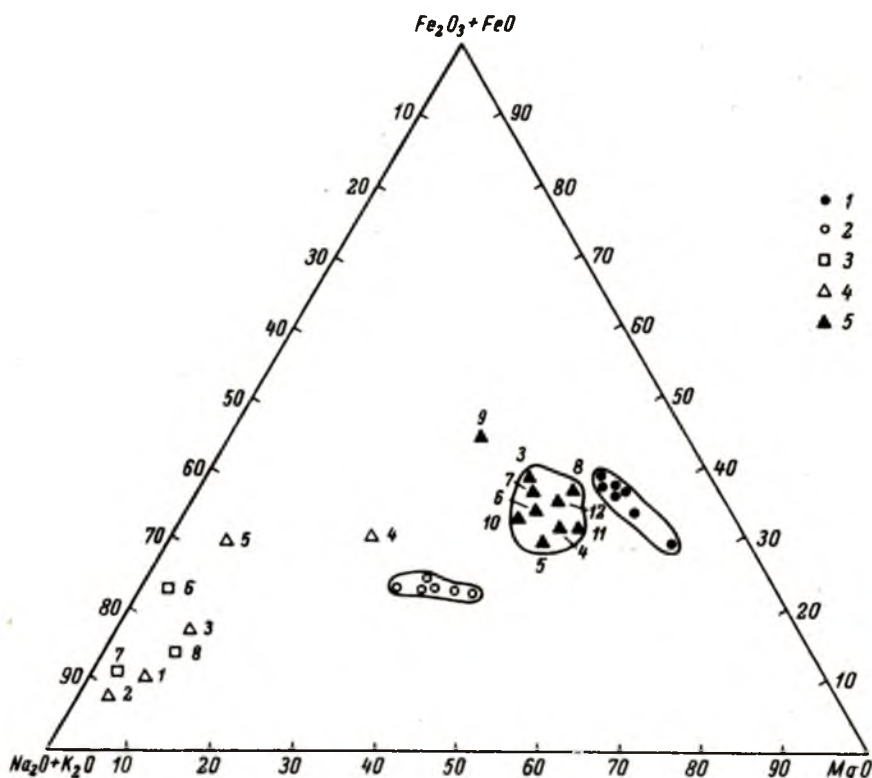


Рис. 87. Диаграмма состава $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ пород лопия, сумия и сариолия Карелии. Составил А. И. Голубев.

1 - средние составы основных пород лопия; 2 - средние составы кислых пород лопия; 3 - средние составы селецких мигматит-гранитов; 4 - средние составы кислых пород сумия; 5 - средние составы основных пород сариолия.

вулканического процесса, воспринимается с довольно большим трудом. Кроме того, отсутствие промежуточных продуктов вулканической деятельности (рис. 88) в ряду базальт-андезит-базальт-липарит еще раз подтверждает нашу точку зрения.

При рассмотрении эволюции вулканизма во времени в различных геотектонических условиях от лопия к суйсарю устанавливается единый антидромный цикл вулканической деятельности в истории развития южной части Балтийского щита в целом (Голубев и др., 1974). Возникновение и развитие механизма эволюции вулканических ассоциаций объясняется с позиции гипотезы „вертикальной миграции фронта глубинного магмообразова-

ния", развиваемой Ю.А. Кузнецовым (1962, 1964), где роль главного структурного фактора отводится глубинным разломам. По мере стабилизации тектонического режима в зону плавления попадает все меньше и меньше корового (кислого) материала, а области генерации магмы опускаются на большие глубины. Повышение основности магмы в зависимости от глубины ее зарождения наблюдается в областях современного вулканизма (Kuno, 1959), а кроме того, это подтверждается и экспериментальными данными (Kuschiro, 1968; Macgregor, 1969). Приуроченность вулканогенных формаций к зонам долгоживущих разломов, влияющих на развитие вулканизма от лопия к сариолию и далее к ятулию, и объясняет особенности химизма лав в пределах исследуемых районов.

РОЛЬ И МЕСТО ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ КАРЕЛИИ

Геологические материалы по сумийским и сариолийским образованиям, изложенные выше, даже при условии их неравноценности и известной неполноты позволяют подойти к оценке условий образования и особенностей формирования вулканогенно-осадочных комплексов. Такая попытка интересна тем, что дает возможность проникновения в механику процессов и их особенностей, дающих материал для сравнения специфики развития древних и более молодых подвижных областей. Проблемы развития докембрийских платформ, кратонизации областей распространения древнейших отложений т.е. становления земной коры, все более привлекают внимание исследователей (Павловский, 1975а, 1975б). В связи с этим анализ орогенного этапа развития протерозойской подвижной области Карелии даже при неполных данных представляет несомненный интерес, тем более что этот этап в силу его специфики наименее отражен в докембрийских толщах и меньше всего подвергался исследованию.

С другой стороны, в данной проблеме привлекает возможность проверки логического соответствия имеющихся геологических фактов геологическим гипотезам, предлагаемым для решения вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма, истории развития. Иначе говоря, любая предлагаемая модель развития подвижной области не должна противоречить геологическим данным. Представляется, что в некоторой степени имеет значение и обратная связь: при наличии стройной системы выводов по геологической истории региона отдельные локальные дискуссионные вопросы могут рассматриваться с точки зрения их соответствия такой системе.

При рассмотрении истории развития геосинклинальной области в лопийское время приводились краткие выводы и по орогенному этапу развития. Один из них заключался в том, что к концу лопийского периода большая часть территории Карелии представляла собой область орогена (за исключением Приладожья, где ребольские движения проявились локально). Осадочно-вулканогенные толщи лопия подвергались повсеместно складчатости, метаморфизму и гранитизации. Эти моменты, по-видимому, предопределили дальнейшие геологические явления на рассматриваемой территории.

Фациально-тектонические реконструкции

При анализе условий образования орогенных комплексов следует иметь в виду проведение фациального анализа во всей его полноте. Однако такой анализ в условиях метаморфизма пород и крайне неравномерной, а в большинстве районов и очень скудной обнаженности в настоящее время невозможен. В связи с этим основное внимание при анализе условий формирования уделялось выяснению тектонической обстановки соответствующих периодов, определяющей процессы магматизма и седиментации, и лишь на этой основе — осуществлению анализа закономерностей проявления вулканизма и осадконакопления. Выводы излагаются в соответствии с принятым делением орогенного этапа на сумийский и сариолийский периоды.

Сумийский период

Образования, представляющие в докембрии Карелии данный период, по нашим представлениям, весьма немногочисленны: вулканогенные образования кислого (и основного) состава и связанные с ними осадки Шуэзерского синклинория и района оз. Панаярви, конгломераты южного побережья оз. Воттомукс и, возможно, оз. Суккозеро, толщи пород ладожской серии. Вполне вероятно, что последующие геологические исследования продолжат этот перечень, но и на этом материале можно проследить основные черты процессов становления указанных образований.

Ключом к пониманию сущности геологических процессов сумийского времени является анализ взаимодействия тектонических движений, кислого- и гранитоидного магматизма и осадконакопления в одном отдельно взятом прогибе. Рассмотрим в качестве такого примера район Шуэзерского синклинория.

В современном виде Шуэзерский синклинорий представляет собой характерную ромбообразную площадь, вся центральная часть которой занята очень пологолежащими ятулийскими образованиями (Этапы..., 1973). На крыльях ятулийской структуры эти образования дислоцированы заметно интенсивнее и окружены почти со всех сторон широкой „каймой“ нижнепротерозойских пород. Если сравнивать морфологию этой ятулийской структуры с другими структурами ятулия в Карелии, то становится почти очевидно, что Шуэзерская ятулийская синклиналь является типичной (для всех ятулийских складок) штамповой или блоковой структурой (Соколов, 1973), образование которой связано с движениями блока фундамента. Эти же движения обуславливают более интенсивную деформацию на крыльях структуры.

Данный вывод важен тем, что позволяет обоснованно предполагать наличие блока гранито-гнейсового основания под

ятулийскими отложениями. Можно также предполагать, что окружающие блок лопийские толщи слагают синклиналь, огибающую этот жесткий блок. Детальное картирование последних лет и карты магнитного поля убедительно показывают, что блоковое строение фундамента и огибающие блоки узкие межблоковые синклинали, сложенные гимольско-парандовскими и синхронными им толщами, являются преобладающим типом морфологии складчатых областей лопия. Примером может служить структура района Парандовского месторождения и ряд других. Действительно, в районе оз. Маслозеро имеются данные о синклинальном строении участка, сложенного толщей „верхних основных вулканитов“ (Робонен и др., 1974б). В ядре синклинали располагаются мергелистые сланцы. Осевая плоскость сумийской синклинали, сложенной в этом районе кислыми вулканитами и конгломератами, проходит по северо-восточному берегу оз. Маслозеро, т.е. смещена по отношению к структуре подстилающих пород. Помимо утверждения о несогласном налегании кислых вулканитов на зеленокаменные толщи лопия этот пример свидетельствует о том, что предполагаемый Шуэзерский блок фундамента заложен не позднее заключительных ребольских движений, а его последующие подвижки привели к „раздельной“ деформации сумийских, позднее сариолийских и ятулийских отложений.

Все сказанное позволяет предположить, что Шуэзерский блок во время заключительной фазы ребольских движений был опущен, тогда как с юго-запада к нему примыкали участки орогена. Разрушение орогена дало начало накоплению обломочного материала на поверхности опущенного блока. Почти одновременно начались процессы кислого вулканизма, приуроченного к ограничивающим блок разломам и обусловленного блоковой тектоникой фундамента. Последующая селецкая складчатость привела к деформации толщ кислых вулканитов (деформации опять-таки приразломного типа) и к мобилизации кислых коровых расплавов с образованием микроклиновых селецких гранитов. Эти граниты пересекают толщ кислых вулканитов (Гилярова, 1957) и содержатся в галечном материале сариолийских конгломератов (см. гл. П наст. работы), что дополнительно определяет их синкинематический характер (Свириденко, Хейсканен, 1976; Лазарев, 1971, 1973).

В районе озер Суккозеро-Воттомукс накопление конгломератов, по-видимому, происходило также во впадине, образованной в период заключительных ребольских движений. Последующий селецкий тектогенез обусловил деформацию этих отложений и образование жил микроклиновых гранитов.

В области развития отложений ладожской серии очередность геологических событий рисуется в том же виде, за исключением того, что бассейн седиментации существовал много ранее. Локальное проявление ребольских движений привело здесь

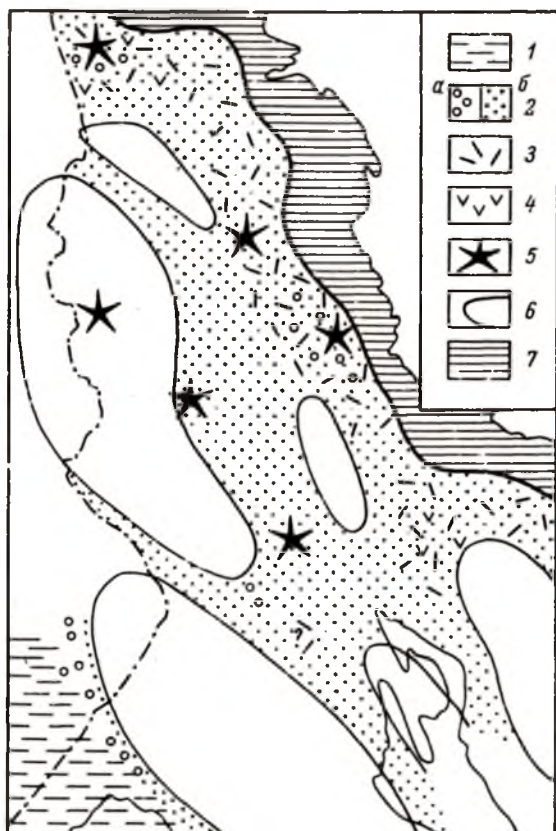


Рис. 68. Фациально-тектоническая схема формирования сумийского вулканогенно-осадочного комплекса. Составил К. И. Хейсканен.

1 - псаммито-пелитовые ритмично-слоистые отложения; 2 - грубообломочные отложения установленные (а) и предполагаемые (б); 3 - установленные проявления вулканизма кислого состава; 4 - то же, основного состава; 5 - интрузивные аналоги кислых вулканитов; 6 - области ранней (ребольской) консолидации среди районов более интенсивного проявления позднего (селецкого) тектогенеза (по Лазареву, 1973); 7 - беломориды.

к появлению местных несогласий между ладожскими и подстилающими их сортавальскими толщами, а селецкие движения обеспечили складчатость, метаморфизм и гранитизацию ладожских образований (Лазарев, 1973).

Приведенные немногочисленные примеры все же дают основания для определения такой последовательности событий в сумийское время.

1. Во впадинах, сформированных ребольскими движениями, накапливаются толщи обломочных образований.

2. В условиях контрастной тектоники и более глубокого погружения (на месте внутреннего прогиба геосинклинальной зоны) отдельных блоков земной коры синхронно с терригенным осадконакоплением проявлялся вулканизм корового заложения. Глубинные разломы этой зоны местами обусловили проявление вулканизма основного состава.

3. Заключительные движения селецкого периода складчатости привели к деформации всех сумийских отложений и развитию селецкой формации мигматит-гранитов.

Перечисленные соображения использованы при построении фациально-тектонической схемы сумийского периода (рис. 68). Поскольку в трех рассмотренных выше зонах аккумулятивные прогибы ассоциируются с проявлениями селецких гранитоидов, то и остальные две зоны с аналогичными гранитоидами интерпретируются как прогибы с возможным накоплением кластических осадков. Любопытно, что пространственно все выделяемые зоны сумийского осадконакопления и вулканизма совпадают с выделяемыми в Карелии областями развития селецких складок (Лазарев, 1973).

Ритмичность в сумийских отложениях разных зон, по-видимому, можно связывать с колебательными движениями блоков основания. Интересно, что грубосбломочные отложения повсеместно имеют сравнительно малую мощность (около 90 м у оз. Нижн. Пайозеро, 140 м – конгломераты Партанен, около 300 м – оз. Воттомукс, несколько больше в районе оз. Панаярви). Все это говорит о том, что ландшафт орогенной области не был очень сильно расчлененным. Переход полимиктовых конгломератов в кварцитовые, а затем и гликоземистые осадки ладожской серии свидетельствует о том, что эта расчлененность рельефа была сравнительно быстро сnivelирована. В условиях бронирования поверхности лавовыми и быстро литифицирующимися туфовыми отложениями терригенное осадконакопление могло почти полностью прекращаться.

Селецкая консолидация всей геосинклинальной области снова (после ребольской, обусловившей начало глыбовой тектоники) привела к коренному изменению характера тектонических движений. В последующее сариолийское время неравномерно погруженные участки земной коры испытывают изостатическое поднятие, которое могло проявиться в новых условиях только в виде крупных сводовых структур.

Сариолийский период

Выделение трех типов разреза сариолийских образований, анализ их взаимоотношений и распределения на площади позволяют определить основные тектонические особенности обстановки их формирования. В частности, переслаивание обломочных (терригенных и пирокластических) и лавовых образований, наличие гранитоидных продуктов обрушения и ряд других особенностей кумсинского типа разреза заставляют предполагать его формирование в условиях зон накопления обломочных толщ близ склонов горстовых поднятий.

Селецкий существенно конгломератовый тип разреза формировался на приподнятых участках, вне пределов досягаемости лавовых потоков и покровов. Тесная ассоциация этих двух типов разреза, представленных, как правило, в противоположных крыльях одних и тех же линейных синклиналей, сложенных сариолийскими образованиями, может только детализировать сделанные предположения: селецкий тип формировался на плоскогорьях и верхних частях горстовых поднятий, а кумсинский — на нижних частях склонов и близ подножия. Линии сопряжения отложений разного типа определяются древними глубинными разломами.

Гайкольский тип разреза, в котором не наблюдается переслаивания эффузивных и обломочных образований, а среди последних подавляющую часть составляют псаммито-пелитовые породы, очевидно, соответствует областям, удаленным от зон контрастных тектонических движений и центров вулканизма, связанных с ними.

Таким образом, типизация разрезов сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса приобретает фациально-тектоническое содержание и позволяет перейти к рассмотрению механизма формирования соответствующих толщ и их современного структурного положения.

Установленное по распределению типов разреза расположение границ горсто-грабеновых образований в Центральной Карелии (рис. 69) даже при значительной неполноте данных, обусловленной глубоким эрозионным срезом, дает картину, весьма характерную для областей сводовых поднятий. Действительно, здесь, как и в более молодых структурах такого типа (Cloos, 1939), устанавливается центральный грабен с наименьшей шириной в центре свода порядка 25 км, увеличивающейся на юго-восток и северо-запад. Границы грабена проводятся по линейным зонам перехода между селецким и кумсинским типами отложений в районах оз. Пальозеро, западнее озер Сегозеро, Елмозеро, Большозеро (юго-западная граница) и р. Кумса, д. Карельская Масельга, оз. Косозеро (северо-восточная граница). При этом внутри центрального грабена развиты отложения, приближающиеся к кумсинскому типу и на севере переходящие в образования гайкольского типа.

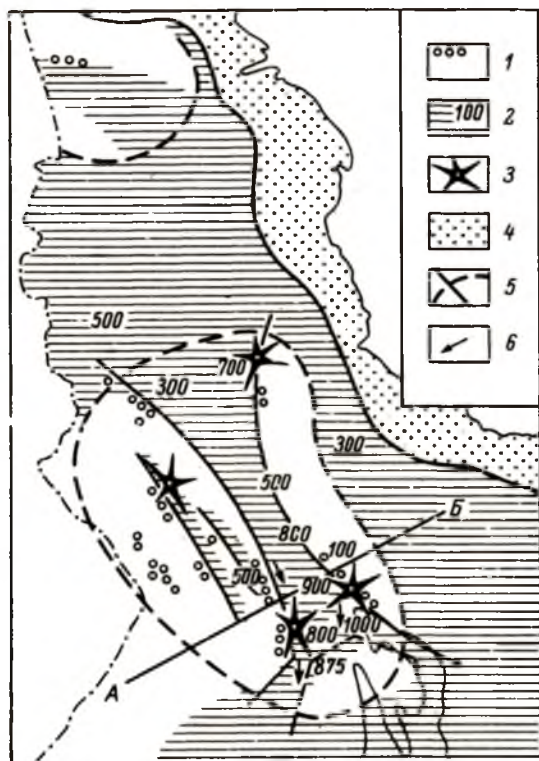


Рис. 69. Фациально-тектоническая схема формирования сарюлийского вулканогенно-осадочного комплекса. Составил К. И. Хейсканен.

1 - установленные и предполагаемые области накопления обломочных образований селецкого типа разреза; 2 - лавовые толщи и их мощность; 3 - установленные реликты вулканических построек; 4 - беломорицы; 5 - контуры сводовых поднятий и осложняющие их глубинные разломы; 6 - установленные направления переноса обломочного материала.

Северо-восточное и юго-западное крылья сводового поднятия разбиты системой глубинных разломов на блоки, поверхность которых наклонена так, что наиболее погружены удаленные от центрального грабена части. Например, по разлому, установленному в Суккозерско-Пенингской группе структур, северо-восточный край блока, прилегающего с юго-запада, был поднят, а примыкающая с северо-востока часть соседнего блока опущена так, что образовался асимметричный грабен в виде ступени, обращенной крутым склоном на северо-восток. Эти выводы подтверждаются распределением типов разреза сумийско-

сариолийских образований, так как в грабене развиты толщи с разрезом кумсинского типа (северо-восточное крыло синклинали оз. Арянукс и северо-западное – оз. Воттомукс), тогда как на крутом склоне горста (соответственно юго-западное и южное крылья тех же структур) и его поверхности (район оз. Лубоярви) – отложения селецкого типа. Наличие сводового поднятия на территории Центральной Карелии во время формирования отложений сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса подтверждается палеодинамическими данными. В частности, установленные по наблюдениям над соответствующими текстурами направления течения лав и перемещения обломочного материала в юго-восточной части центрального грабена согласуются с расположением центра сводового поднятия.

Морфология Центрально-Карельского сводового поднятия значительно детализируется геофизическими данными. Глубинное сейсмическое зондирование по профилям Кемь-Ухта и Сортавала-Суоярви-Спасская Губа-Повенец-р. Вожма (Шустова и др., 1973) позволяет оценить элементы залегания плоскостей глубинных разломов, расчленяющих сводовое поднятие на отдельные блоки земной коры. Эти данные положены в основу профиля (рис. 70) через южную часть поднятия. Положение верхней границы блоков при этом определялось в зависимости от типов разреза и мощностей лавовых и обломочных образований сариолийского комплекса в соответствующих участках. Иначе говоря, максимальное смещение блоков по разломам и их наклон определялись в соответствии с величиной, минимально необходимой для обеспечения наблюдающегося выклинивания эффузивов и накопления толщ обломочных пород – продуктов разрушения поднятых частей блоков.

На полученном профиле (рис. 70, вверху) отчетливо видно строение центрального грабена и ступенеобразные грабены, расположенные на крыльях свода. Все опущенные участки соответствуют областям накопления эффузивов, поднятые – конгломератов селецкого типа, а приразломные зоны – формированию толщ переслаивания вулканических и терригенных пород.

Если попытаться „сдвинуть“ все блоки в первоначальное положение (рис. 70, внизу), то можно получить представление о характере сводового поднятия и оценить величину растяжения земной коры. Последняя используется для оценки минимальной глубины слоя, не вовлекаемого в поднятие, по методу Клооса (Cloos, 1939). Эта величина для Центрально-Карельского сводового поднятия составляет 30 км. С другой стороны, если бы при образовании свода земная кора деформировалась с образованием лишь одного центрального разрыва, то сближающиеся книзу края этого разрыва должны сомкнуться на глубине 16 км. Таким образом, толщина жесткой земной коры в сариолийское время заключена между величинами 16–30 км. Учитывая необходимость перемещения материала между глубиной

30 км и подошвой жесткой коры для образования поднятия, можно сделать вывод о том, что толщина ее была ближе к минимальной величине и, вероятно, может оцениваться в 20 км, что примерно вдвое меньше, чем в настоящее время.

Приведенные данные и построения убеждают в реальности существования Центрально-Карельского сводового поднятия, объясняющего особенности формирования структур сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса. Очевидно, что распределение типов отложений по латерали, конседиментационный и постседиментационный этапы их деформации контролировались системой глубинных разломов, связанных с заложением и развитием сводового поднятия.

При анализе распределения современных морфологических типов сариолийских структур устанавливается, что крупные синклинорные структуры с преобладающим гайкольским типом разреза концентрируются в широкой полосе северо-западного простирания, непосредственно примыкающей к области распространения беломорид. Учитывая, что накопление толщ с гайкольским типом разреза происходило в областях, удаленных от районов контрастных тектонических движений и центров активного вулканизма, а также расположение структур по отношению к разделяющим их областям сводовых поднятий, естественно сделать вывод, что по условиям образования они отвечают областям межсводовых прогибов. Разумеется, такая интерпретация имеющихся данных не исключает большой роли разрывных нарушений, и в этих зонах, однако, она вполне объясняет как фациально-тектоническую обстановку формирования развитых здесь отложений, так и присущие им современные формы тектонических построек. Таким образом, крупными элементами, определяющими тектоническое строение большей части территории Карелии в сариолийский период, были сводовые поднятия и межсводовые прогибы. В пределах сводовых поднятий накапливались толщи селецкого и кумсинского типов, впоследствии деформированные и сохранившиеся в линейных синклинальных структурах часто приразломного типа. В межсводовых прогибах формировались отложения с гайкольским типом разреза и пологоскладчатые широкие мутьдообразные структуры.

Совокупность сводовых поднятий и прогибов образует Карельскую зону активизации древнего фундамента. Эта зона (рис. 69) ограничена с северо-востока Беломорским блоком. Существование и расположение юго-западной границы зоны требуют дальнейшего уточнения. Можно лишь отметить, что наиболее позднее проявление складчатости в этом районе вполне могло обеспечить устойчивую тенденцию к поднятию, обусловившую выклинивание сариолийских (западнее оз. Панаярви) и ятулийских отложений в западном направлении.

В качестве Беломорского блока вслед за большинством геологов рассматривается область развития архейских сложно

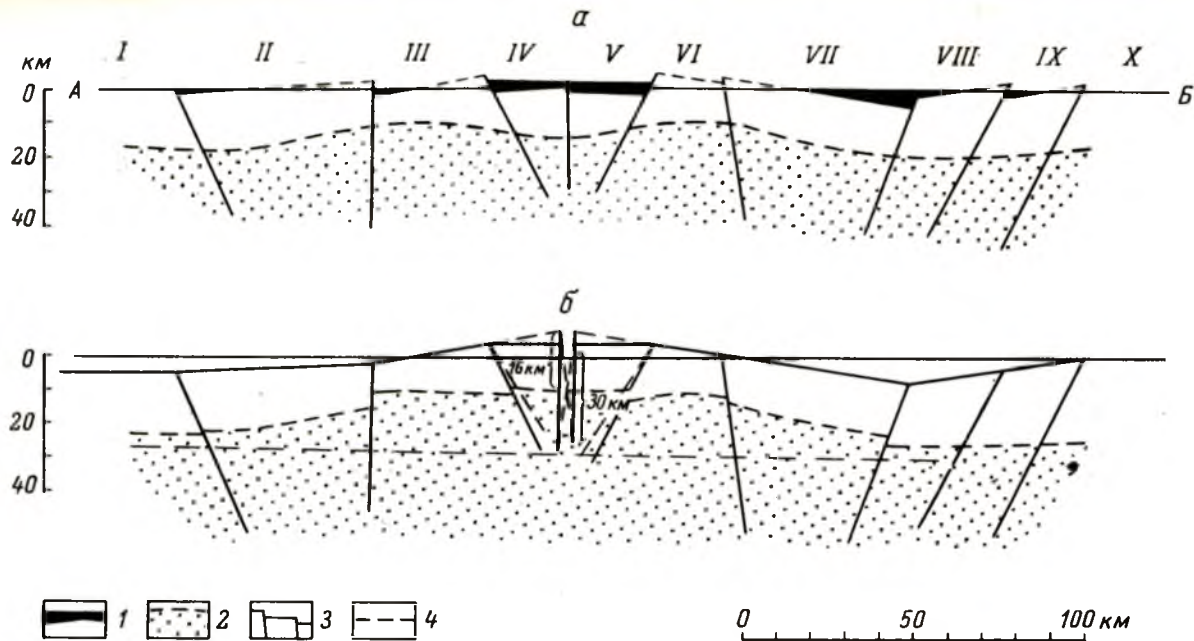


Рис. 70. Схематический профиль Центрально-Карельского сводового поднятия (а) и его реконструкция (б) для раннесариолитского времени.

А-Б - положение профиля на рис. 69; I-X - номера блоков вдоль профиля; 1 - сариолитские образования; 2 - поверхность базальтового слоя; 3 - контуры земной коры; 4 - минимальная глубина слоя, не вовлекаемого в поднятие (Cloos, 1939).

дислоцированных преимущественно гнейсовых пород на побережье Белого моря. Сариолийские образования в современном эрозионном срезе здесь не наблюдаются. Выклинивание лавовых отложений (оз. Вотудма), смена кумсинского типа разреза селецким в восточном направлении дают некоторые основания предполагать общее приподнятое положение блока в отличие от ранних представлений авторов данной работы.

Роль глубинных разломов и сводовых поднятий в распределении фациально-генетических типов разреза сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса и формировании соответствующих структур показывает, что сариолийская история, по крайней мере на большей части территории Карелии, началась в условиях консолидированной и значительно выравненной площади. Если бы это было не так, то распределение типов разреза контролировалось бы не разломами, а горными цепями, возникшими при инверсии и селецкой активизации нижнепротерозойской геосинклинали. Это положение в значительной степени определяет последующую историю тектонического развития региона в сариолийское время, которая, естественно, распадается на конседиментационный и постседиментационный этапы.

Конседиментационный этап тектонического развития начался с заложения глубинных разломов в соответствии с определившейся тенденцией к поднятию Центрально-Карельского и, возможно, Северо-Карельского сводов и прогибанию разделяющих их областей. Сразу вслед за образованием системы разломов начались излияния лав. Первые порции лав основного состава, вероятно, захватывали обширные пространства, но поднятие горстов вскоре привело к локализации накопления их только в ступенеобразных боковых и центральных грабенах, а также межсводовых прогибах. Дальнейшее развитие сводовых поднятий и одновременная эволюция химизма лав к андезит-базальтовому составу обусловили, с одной стороны, усиление денудации горстовых поднятий и образование массы обломочного материала у их подножий, а с другой — привели к локализации центров вулканизма и смене спокойных излияний лав интенсивной эксплозивной деятельностью. При этом в районах горстовых подножий накапливались сложно построенные толщи переслаивающихся лавовых, пирокластических, терригенных и смешанных образований. Характерные особенности накопления таких толщ, соответствующих кумсинскому типу разреза, иллюстрируются схемой развития южной части центрального грабена Центрально-Карельского сводового поднятия (рис. 71).

В основе построения этой схемы лежат данные о составе развитых здесь сариолийских отложений, их внутренних соотношениях и мощностях, а также геолого-геофизические данные о размещении и залегании плоскостей глубинных разломов, соответствующие профилю через южную часть Центрально-Карельского сводового поднятия (рис. 70). В частности, на блоках

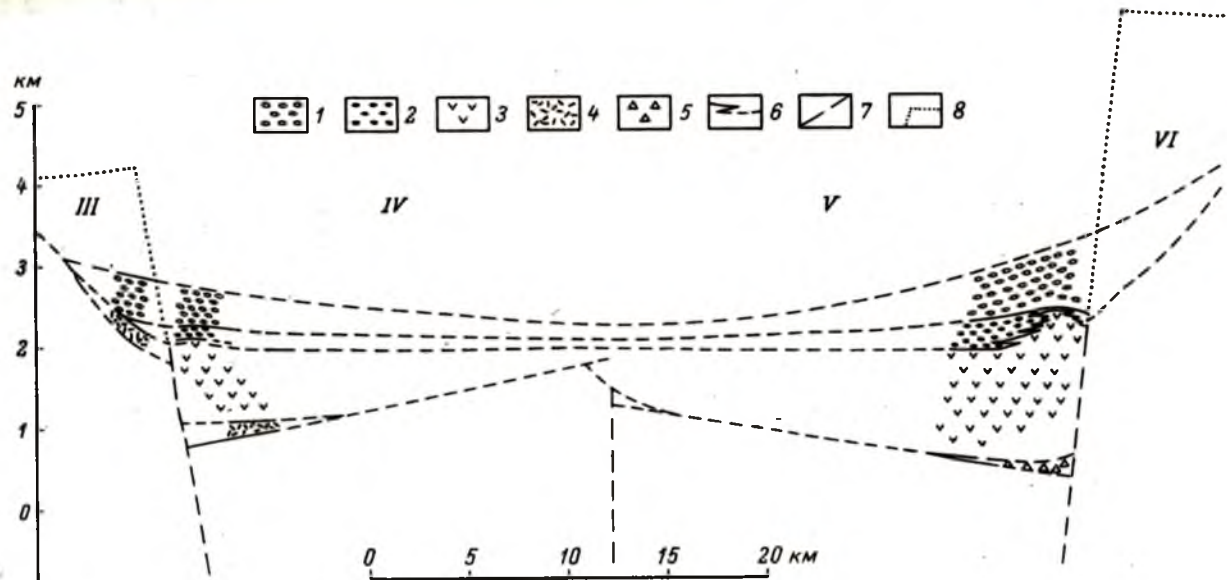


Рис. 71. Схема развития южной части центрального грабена Центрально-Карельского сводового поднятия.

III-VI - номера блоков земной коры на профиле через южную часть Центрально-Карельского сводового поднятия (рис. 70); 1 - осадочная толща (гранитные конгломераты и брекчии); 2 - осадочно-вулканогенная толща (полимиктовые, зеленокаменные конгломераты и брекчии, туфоконгломераты, ксеноагломераты, агломераты и туфы); 3 - вулканогенная толща (эффузивные диабазы); 4 - кварцевые порфиры; 5 - элювиально-делювиальные гранитные брекчии; 6 - установленные и предполагаемые геологические контакты; 7 - глубинные разломы; 8 - предполагаемое поднятие блоков в случае отсутствия эрозии.

III и IV (рис. 70) рисунок соответствует строению сариолийских образований района д. Святнаволок, а на блоках V и VI – поперечному разрезу Кумсинской структуры в районе пос. Падун. Предполагаемая величина поднятия блоков III и IV соответствует объему обломочных образований в указанных районах.

Полученная схема (рис. 71) дает представление о механизме конседиментационного образования пологих асимметрично построенных флексуроподобных синклиналей с частичным обрывом крыла, лежащего на поднятом блоке. Аналогично образовывались асимметричные флексуроподобные конседиментационные синклинали в ступенеобразных боковых грабенах.

Таким образом, в конседиментационный этап развития региона на территории сводовых поднятий в грабенах происходило накопление толщ сариолийских образований кумсинского типа, которые на склонах грабенов постепенно сменялись обломочными породами селецкого типа разреза. На поднятых частях горстов в пологих внутренних депрессиях также формировались толщи песчано-конгломератового состава селецкого типа. В это же время в областях межсводовых прогибов в условиях выравненного рельефа, сравнительно спокойного вулканизма и мало-контрастных блоковых движений накапливались толщи диабазов и туфогенных псаммито-пелитовых пород (гайкольский тип разреза). Заключительные стадии сариолийской седиментации (из известных по их продуктам) состояли в накоплении толщ гранитных конгломератов в пределах сводовых поднятий и синхронных им ленточнослоистых тонкообломочных осадков в областях прогибов.

Итогом конседиментационного этапа развития является образование пологих флексуроподобных синклиналей, вытянутых вдоль зон глубинных разломов в областях сводовых поднятий, и крупных пологих мульд в межсводовых прогибах.

В постседиментационном этапе тектонического развития главную роль играли подвижки по системе глубинных разломов. После затухания вулканизма и нивелирования возвышающихся частей горстовых поднятий движения обратного знака по той же самой системе глубинных разломов привели к преобразованию флексуроподобных синклиналей в зонах развития кумсинского типа разреза. Так сформировались узкие протяженные синклинали, одно крыло которых сложено эффузивами и конгломератами, а другое – только конгломератами (синклинали в районах д. Святнаволок, озера Воттомукс, Большозеро и др.). Последующее возобновление движений по разлому могло привести к срезанию одного из крыльев и образованию структуры типа Кумсинской. В остальных пунктах как на месте сводовых поднятий, так и прогибов менее контрастные мелкоблоковые движения привели к пологой складчатости и образованию систем брахискладок, осложняющих конседиментационные формы отложений в грабенах и межсводовых прогибах. Ятулий-

ские дислокации довершили формирование современного структурного плана сумийско-сариилийского вулканогенно-осадочного комплекса.

Вся совокупность данных по строению и морфологии сариилийских структур в Карелии свидетельствует, что они формировались в условиях тектонической сводовой активизации консолидированного нижнепротерозойского фундамента и констатируют переход к новому платформенному этапу развития региона, обещив „разрядку“ тектонических напряжений, остававшихся в виде неравномерного погружения различных участков земной коры после орогенических движений селецкого периода тектогенеза.

История геологического развития

В предыдущих разделах работы, опираясь на принятые стратиграфические представления, мы рассмотрели состав вулканических продуктов и синхронного осадконакопления, строение толщ, формировавшихся в орогенный период, типы пород и некоторые особенности условий их образования, тектоническую обстановку и ее эволюцию. Итогом этой работы может быть краткое изложение последовательности геологических событий, которую авторы пытались воссоздать на протяжении всего изложения.

Начало орогенических процессов в Карельской геосинклинали, если понимать под этим процессы формирования складчатых консолидированных участков земной коры, следует датировать уже среднелопийским временем, когда появились первые ребольские гранитоиды в связи с локальной складчатостью, обусловившей также кислый вулканизм верхнего лопия. Однако наиболее широко орогенические движения проявились в конце лопийского времени, когда в результате заключительных ребольских движений подавляющая часть геосинклинальной области была переведена в режим орогена. Именно этот момент принят за начало орогенного этапа развития.

Содержание орогенного этапа заключается в накоплении молассовых образований во внутренних впадинах орогенной области и флишевых-флишоидных образований в неинвентированной зоне района современного Приладожья. В зоне сочленения области орогена и Беломорского блока (область архейской консолидации) развивается вулканический пояс с преобладающим накоплением дацит-липаритовой вулканогенной формации. Возможно, что вулканы этого периода формировались и в других прогибах, однако убедительных свидетельств их проявления не имеется.

Последовавшие движения селецкого периода тектогенеза обусловили деформацию сумийских отложений и мобилизацию источников кислого корового магматизма, дававшего начало вулканическим процессам. Гранитизация и складчатость повсе-

местно завершили консолидацию и кратонизацию всего региона, создав одновременно предпосылки последующей истории развития в виде изостатически неравновесного положения различных участков земной коры.

Изостатические движения сариолийского времени в условиях жесткой земной коры проявились путем формирования крупных сводовых поднятий. Особенности образования сводовых поднятий, единые для сводов любого возраста, привели к характерным формам обрушения центральных частей сводов и их крыльев, при которых были использованы глубинные разломы древнего заложения. Одновременно с ростом сводовых поднятий происходит накопление вулканогенной молассы, связанной с синхронным формированием базальт-андезит-базальтовой вулканической формации. Вулканизм обусловлен теми же глубинными разломами, которые осложняли строение сводовых поднятий. Различные сочетания осадочных и вулканических процессов, связанные с тектоническим положением конкретных пунктов, привели к формированию в них различных типов разреза, сменяющих друг друга на площади. Дальнейшие движения по той же системе разломов сформировали прерывистую складчатость сариолийских толщ, завершив тектонические проявления геосинклинального и орогенного этапов развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным итогом изложенной работы является определение границ орогенных отложений, разделение их на два самостоятельных вулканогенно-осадочных комплекса, установление закономерностей изменения состава и условий формирования последних, их роли и значения в геологической истории развития докембрийской геосинклинальной области Карелии. Следует, однако, отметить, что по сравнению с сариолийским вулканогенно-осадочным комплексом, выделяемым достаточно уверенно, сумийский определяется менее обоснованно. В настоящее время имеется мало фактов, характеризующих взаимоотношения кислых вулканитов с подстилающими и перекрывающими толщами, благодаря чему их легко подвергать сомнению. Очень противоречивые мнения высказываются геологами по поводу стратиграфического положения ладожской серии, включаемой в сумийский комплекс. В этом вопросе в литературе, как правило, приводится значительно больше гипотез, предположений и утверждений, чем геологических фактов, хотя, по нашему мнению, объективный анализ максимального количества этих фактов и здесь дает возможность приблизиться к истине.

Приведенные в работе данные в целом, по-видимому, дают достаточно оснований для утверждения объективности существования сумийского орогенного вулканогенно-осадочного комп-

лекса. Помимо его дискордантных взаимоотношений с подстилающими лопийскими и перекрывающими сариолийскими образованиями в вопросе выделения сумийского комплекса важно отметить связь вулканизма кислого состава с формацией селецких мигматит-гранитов, подтверждаемую не только их близким возрастом, но и сходством петрохимических и структурно-минералогических особенностей. Эти же граниты, содержащиеся в галечном материале сариолийских конгломератов, дают дополнительное доказательство самостоятельности сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса. Взаимоотношение толщ пород с гранитами становится, следовательно, одним из руководящих принципов в решении стратиграфических вопросов, что стало возможным благодаря изучению карельских гранитоидов.

Таким образом, орогенный этап развития подвижной области в Карелии представлен эпигеосинклинальным сумийским вулканогенно-осадочным комплексом, включающим дацит-липаритовую вулканическую и флишево-флишеидную терригенную формации. Вулканизм этого периода сопряжен с формированием селецкой мигматит-гранитовой формации гранитов нормального ряда. Движения селецкого периода тектогенеза и гранитизация обусловили консолидацию области и сводовый характер последующих тектонических дислокаций. Одновременно со сводовой тектоникой эпохи доплатформенной активизации происходило формирование сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса, включающего андезит-базальтовую вулканическую формацию и синхронную ей формацию вулканогенной молассы.

В течение орогенного этапа развитие области в целом было подчинено тем же процессам, которые действовали в предшествующем протогеосинклинальном этапе. В начале платформенного этапа они сменились новым механизмом, связанным в значительной мере с появлением новой крупной тектонической единицы — протоплатформы, являющейся прообразом будущего Балтийского шита.

В заключение хотелось бы отметить, что предлагаемая работа является первой попыткой обобщения материалов по орогенным образованиям Карелии, поэтому, естественно, она не могла затронуть многих важных вопросов. В числе последних помимо необходимости детализации представлений по стратиграфии, тектонике, магматизму, истории развития орогенных комплексов необходимо упомянуть вопросы металлогении и прогнозирования. В настоящее время список полезных ископаемых, связанных с орогенными образованиями Карелии, ограничивается только кварцевыми порфирами как керамическим сырьем (Сиваев, 1986; Белов и др., 1973). В то же время хорошо известно, что с различными орогенными формациями мира связаны крупные месторождения разнообразных полезных ископаемых. Авторы данной работы стремились подчеркнуть эту важнейшую сторону проблемы исследования орогенных образований Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Ю.И., Бреслер С.М., Пекки А.С., Кулмала Т.К. Кварцевые порфиры Карелии – новый источник полевошпатового сырья. – Разведка и охрана недр, 1973, № 6, с. 7-10.
- Богданов Ю.Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 106-121.
- Богданов Ю.Б., Негруца В.З., Суслова С.И., Воинов А.С., Негруца Т.Ф. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с.
- Бурьянова И.З., Фаворская М.А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 12, с. 3-12.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959, 295 с.
- Галдобина Л.П., Соколов В.А., Хейсканен К.И. Об угловом несогласии между ятулийскими и сариольскими отложениями Центральной Карелии. – ДАН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 411-413.
- Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Голубев А.И. Агломераты сумийско-сариольского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 7, с. 70-77.
- Геологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, 193 с.
- Гиллярова М.А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., 1941, 129 с.
- Гиллярова М.А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. – Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР, 1948, № 1, с. 19-40.
- Гиллярова М.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. – Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР, 1949, № 2, с. 21-49.
- Гиллярова М.А. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР. – Вестн. ЛГУ, 1955, № 1, с. 139-150.
- Гиллярова М.А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии. – Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1957, вып. 8, № 215, с. 58-83.

Г и л я р о в а М.А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. - Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1959, вып. 10, № 286, с. 3-70.

Г и л я р о в а М.А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1962, 64, № 24, с. 34-37.

Г и л я р о в а М.А. Базальные образования Карелии (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР. - Вестн. ЛГУ, 1963, № 18, с. 15-27.

Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия и структура района Кукасозера, Топозера (Северная Карелия). - Вестн. ЛГУ. Сер. геол., 1969, вып. 1, с. 73-85.

Г и л я р о в а М.А. Существуют ли конгломераты докарелия? - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 52-56.

Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972, 218 с.

Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1974, 222 с.

Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О., П и н а е в а Н.А. Новые данные по геологии и геохронологии района Гормозера в Южной Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 212-237.

Г о л у б е в А.И. Петрохимические особенности продуктов орогенного вулканизма Карелии. - Тр. II Всесоюз. палеовулк. симпозиума. Петрозаводск, 1975, с. 86-87.

Г о л у б е в А.И., Р о б о н е н В.А., Р ы б а к о в С.И., С в е т о в А.П., С о к о л о в В.А., Х е й с к а н е н К.И. Эволюция вулканизма в докембрии южной части Балтийского щита. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 43-45.

Г о л у б е в А.И., Р о б о н е н В.И., Р ы б а к о в С.И., С в е т о в А.П., С о к о л о в В.А., Х е й с к а н е н К.И. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии. - Тр. I Всесоюз. палеовулк. симпозиума. М., 1974, с. 109-117.

Г р и г о р ь е в Д.П., И с к у л ь Е.В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 1, с. 77-106.

Д е м и д о в Н.Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение. - Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26, с. 81-92.

Д е м и д о в Н.Ф. Район оз. Кукасозера. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1972, вып. 16, с. 68-72.

Д е м и д о в Н.Ф., К р а т ц К.О. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в Юго-Западной Карелии. - Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 5, с. 3-9.

Д е м и д о в Н.Ф., К р а т ц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид северной Карелии. - Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 95-116.

Д ж р б а ш я н Р.Т. Сферолитовые лавы окрестностей села Гамзачиман. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 105-110.

З а в а р и ц к и й А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., 1950, 400 с.

Иностранцев А.А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудные месторождения. – Матер. по геол. России. СПб., 1877, т. 7, 726 с.

Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В. Сферолиты верхнепалеозойских липаритовых порфиров гор Каратемер (Центральный Казахстан). – Тр. Лаб. палеовулканологии, 1964, вып. 3, А-А, с. 231-247.

Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5, с. 175-188.

Кратц К.О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. – Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 2, с. 1-15.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16, 205 с.

Кратц К.О., Шуркин К.А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. – МГК, XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 9, М., 1960, с. 7-20.

Кратц К.О., Шуркин К.А., Лобач-Жученко С.Б., Масленников В.А. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 120-129.

Кузевный В.С., Пушкарев В.П., Марьин А.М. Сферолиты в эффузивах рудного Алтая и вопросы их генезиса. – Тр. Лаб. палеовулканологии, 1964, вып. 3, А-А, с. 248-259.

Кузнецов Ю.А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. – Геол. и геофиз., 1962, № 10, с. 104-113.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций, М., 1964, 387 с.

Лазарев Ю.И. Этапы и фазы складчатости ранних карелид Карелии. – Тез. докл. на геол. межобл. конф. по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 22-24.

Лазарев Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. – Геотектоника, 1973, № 5, с. 50-64.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Вариолиты Ялгубы Олонечкой губернии. – Избр. тр. Т. 1. М., 1949а, с. 17-29.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы (пример ликвации магмы на две несмешивающиеся жидкости). – Изб. тр. Т. 1. М., 1949б, с. 455-458.

Лобанов И.А. Протерозойские валуно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 11, с. 54-68.

Мазарович О.Л. Геотектонические условия формирования моласс. – Геотектоника, 1972, № 1, с. 29-44.

Малеев Е.Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской изменности. – В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., 1963, с. 37-59.

Марков М.С., Соловьева И.А. Глубинное строение земной коры островных дуг и альпийской складчатой области. – Геотектоника, 1972, № 1, с. 64-78.

Московченко Н.И. Северо-Карельская зона (восточная часть). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1973, вып. 16, с. 96-103.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Стратиграфия суперкrustальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 46-51.

Нарвайт Г.Э., Руденко Б.М. Тахилит в основных эффузивах силура в Южных Мугоджарах. - Тр. Лаб. палеовулканологии, 1964, вып. 3, А-А, с. 267-279.

Негруца В.З. Протерозой. Карелия. Геологическое строение СССР. Т. 1. М., 1968, с. 115-126.

Негруца В.З. О некоторых закономерностях Карельского вулканизма восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М., 1971а, с. 192-206.

Негруца В.З. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971б, т. 175, с. 133-152.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литология и условия образования кварцевых конгломератов в связи с золотоносностью. - Литология и полезн. ископ., 1965, № 6, с. 3-19.

Негруца Т.Ф. Геологическое строение карелид юго-западного крыла лехтинского синклинория. - Вестн. ЛГУ, 1967, № 18, с.

Негруца Т.Ф. Условия образования сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса протерозоя Карелии. - Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр., 1974, № 24, вып. 4, с. 12-20.

Негруца Т.Ф., Негруца В.З. Сариолийский полифациальный осадочно-вулканогенный комплекс и его место в палеотектонической истории протерозоя Карелии. - Тр. 1 Всесоюз. палеовулк. симпозиума. М., 1973, с. 46-47.

Негруца Т.Ф., Негруца В.З. Раннекарельский полифациальный осадочно-вулканогенный комплекс, его аналоги и место в палеотектонической истории докембрия. - Тр. 1 Всесоюз. палеовулк. симпозиума. М., 1974, с. 117-123.

Павловский Е.В. Кратонизация земной коры материков (опыт историко-геологического исследования). - Бюл. МОИП, 1975а, отд. геол. № 4, с. 5-31.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков. - Геотектоника, 1975б, № 6, с. 3-14.

Пекки А.С., Кулмала Т.К. О кислых вулканогенных породах района озера Шуэзеро (Центральная Карелия). - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М., 1971, с. 266-273.

Перевозчикова В.А. Геология протерозоя Карелии. - Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, М., 1957, № 1, с. 35-52.

Пинаева Н.И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (Центральная Карелия). - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966, с. 161-175.

Попов М.Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1968, вып. 1, с. 60-73.

Предовский А.А., Петров В.П. О соотношении питкярантской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Вып. II. Л., 1964, с. 154-175.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. М.-Л., 1967, 139 с.

Портнов А.М., Дубакина Л.С. Титаномагнетит из бокситов Северного Урала. - Геол. рудн. месторожд. 1975, № 6, с. 104-107.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1972, вып. 16, 185 с.

Робонен В.И. Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 145-156.

Робонен В.И., Коросов В.И., Рыбаков С.И., Елисеев М.А., Светова А.И. Методы исследования метаморфогенных вулканитов нижнего протерозоя Карелии. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 6-14.

Робонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Печозерского района (восточная Карелия). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 59-77.

Робонен В.И., Рыбаков С.И. О текстурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка-Хаутоваара (Южная Карелия). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1968, вып. 1, с. 240-250.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутоваарской зоны (Южная Карелия). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974 б, вып. 20, с. 21-41.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Фациальный состав и петрохимия спилито-диабазовой (базальтовой) формации района Хаутоваары (Южная Карелия). - Тр. Ин-та геол. Кар. фил. АН СССР, 1974а, вып. 20, с. 42-58.

Руденко В.Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия). - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1968, № 6, с. 56-68.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Сергеева Н.Е. Порфиробластические амфиболовые породы и их взаимоотношения с серноколчеданными рудами Парандовского месторождения (Восточная Карелия). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 89-94.

Салоп Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. Проблемы геологии Балтийского щита и покрова Русской платформы. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 175, с. 6-87.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973, 309 с.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1972, вып. 11, 120 с.

Светов А.П., Голубев А.И. Изверженные породы Заонежского вулканического комплекса юго-западной Карелии. - ДАН СССР, 1975, т. 225, № 1, с.

Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. - Л., 1976, 138 с.

Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. - Сов. геология, 1963, № 4, с. 3-23.

Сиваев В.В. Новое кварц-полевошпатовое сырье в Карелии. - Разведка и охрана недр, 1966, № 7, с. 11-13.

Синицын А.В. Сариольские конгломераты озера Волома и проблема сариолия в докембрии Карелии. - ДАН СССР, 1969, т. 189, № 2, с. 381-384.

Скрипченко Н.С. Особенности кристаллизации и автотаморфизма спилитов нижнекарбовоной вулканогенной формации Северного Кавказа. - ЗВМО, 1965, вып. 3, 4, т. ХСІУ, с. 288-297.

Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., 1963, 183 с.

Соколов В.А. Кондопожский период деформаций. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 122-149.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулийских отложений Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970, 366 с.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И. Типы и особенности эволюции литогенеза в докембрии. - Тез. докл. X Всесоюз. литолог. совещ. по литологии и осадочной геологии докембрия. М., 1973, с. 12-14.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И. Эволюция литогенеза в протерозое Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1. М., 1975, с. 115-123.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Светов А.П., Голубев А.И. Сумийско-сариольский вулканогенно-осадочный (осадочно-вулканогенный) комплекс Центральной Карелии. - Тез. докл. на геол. межобл. конфер. по проблеме "Геология и полезные ископаемые Карелии". Петрозаводск, 1971, с. 20-21.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Светов А.П., Стенарь М.М., Голубев А.И. Основные геологические выводы о внутреннем строении сариолия-сумия. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1972, вып. 16, с. 76-81.

Соколов В.А., Светов А.П. О некоторых типах текстур течения в основных лавах ятулия. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1968, вып. 1, с. 231-239.

Стенарь М.М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера. - Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26, с. 65-76.

Стенарь М.М. О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера (Западная Карелия). - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966, с. 250-252.

Судовиков Н.Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуезерско-Пебозерского района. - Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1934, с. 22, вып. 2, с. 179-209.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4, 199 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970, 128 с.

Тимофеев В.М. Находка "pillow lava" в Олонецком крае. – Геол. вестн., 1916а, т. 2, № 3, с. 128–132.

Тимофеев В.М. Об остатках поверхности лавового потока в суйсарской области. – Тр. СПб. об-ва естествоиспыт., 1916б, т. XXXVIII, с. 5–13.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. М.–Л., 1935, 213 с.
Фотиади Э.Э., Туезов Н.К. Глубинное строение северо-западного сектора тихоокеанского тектонического кольца (по геолого-геофизическим данным). – Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 6–22.

Хазанович К.К. О месторождениях железных руд КФССР. ДАН СССР. Нов. сер., 1948, т. 59, № 1, с. 67–71.

Хазов Р.А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 329–338.

Харитонов Л.Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. – Тр. Ленингр. геол. треста, 1938, вып. 17, 52 с.

Харитонов Л.Я. Стратиграфия и тектоника карельской формации докембрия. – Тр. Ленингр. геол. упр., 1941, вып. 23, 48 с.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. – Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада. М., 1966, вып. 8, 355 с.

Хейсканен К.И. Тектонические структуры сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса. – В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 70–85.

Хейсканен К.И. Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии. – Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1975, вып. 28, 104 с.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Основные черты развития сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии. – В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. (Тез. докл.). Петрозаводск, 1972, с. 61–63.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Сумийско-сариолийская вулканогенная моласса Карелии. – В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза; М., 1974, с. 109–115.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф., Коросов В.И. Орогенный вулканизм Карелии. – Матер. II Всесоюз. палеовулк. симпозиума. Петрозаводск, 1975, с. 72–73.

Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.–Л., 1964, 103 с.

Чернов В.М., Горьковец В.Я., Инина К.А., Раевская М.Б. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии. – В

кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 187-201.

Чернов В.М., Инина К.А. Лептиты и лептитоподобные породы Западной Карелии. - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1968, вып. 1, с. 99-136.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. - Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, Петрозаводск, вып. 5, 1970, 285 с.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. - Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26, с. 29-45.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 102-107.

Шатобин А.А. Геолого-структурные особенности Снегиревского полиметаллического месторождения в Зыряновском рудном районе (Рудный Алтай). - Геол. рудн. месторожд., 1975, № 6, с. 31-41.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., 1973, 87 с.

Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 53-59.

Шербаков Д.И. Полезные ископаемые Южной Карелии. - Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., М., 1924, вып. 24, 25 с.

Эскола П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154-261.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, 174 с.

C l o o s H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. - Geol. Rundsch., 1939, Bd 30, H 4 A, p. 55-72.

E s k o l a P. Hufvaddragen av Onega-Kareliens geologi. - Teknikern, 1919, v. 29, p. 37-39.

E s k o l a P. On the petrology of Eastern Fennoscandia. I. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. - Fennia, v. 45, N 19, 1925, 93 p.

E s k o l a P. Über die Geologie von Ostkareliens. - Geol. Rundsch., 1948, Bd 35, H 2, p. 154-165.

H a c k m a n V., W i l k m a n W. Suomen geologinen yleiskartta, lehti D 6, Kuolajarvi. Helsinki, 1929, 117 s.

H a u s e n H. Geologie des Soanlahtigebiets im südlichen Karelien. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1930, N 90, 109 p.

K u n o H. Origin of cenozoic petrographis provinces of Japan and surrounding areas. - Bull. volc., 1959, ser. II, t. XX, p. 37-76.

K u s c h i r o Y. Composition of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. - J. geophys. res., 1968, v. 73, N 2, p. 619-634.

M c G r e g o r Y.D. The system $MgO-SiO_2-TiO_2$ and its bearing on distribution of TiO_2 in basalts. - Amer. J. Sci., v. 267-A, p. 342-363.

N y k ä n e n O. Kallioperäkartan selitys 4232-4234, Tohmajärvi, Suomen geologinen kartta, 1:100000. Otaniemi, 1968, s. 68.

N y k ä n e n O. Kallioperäkartan selitys 4241, Kiihtelisvaara, Suomen geologinen kartta, 1:100000. Otaniemi, 1971, s. 68.

P i i s p a n e n J. On the splitic rocks of the Karelic Belt in Western Kuusamo, Northeastern Finland. - Acta univ. ouluensis, 1972, ser. A, geologica, N 2, 51 p.

R a m s a y W. Om de prekambrisk formationerna och bergveckningarna i den sydöstra dalen af Fennoskandia. - Geol. För. Förh., 1902, Bd 24, p. 27-36.

S a l l i I. Suomen geologinen kartta, lehdet 2413, 2431, 2433, Kalajoki-Ylivieska-Haapavesi, Kallioperäkartojen selitys. Helsinki, 1961, s. 50.

S a l l i I. The structure and stratigraphy of the Ylivieska-Himanka schist area, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., Helsinki, 1964, N 211, p. 67.

S e d e r h o l m J.J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. - Bull. Comm. Geol. Finl., Helsingfors, 1897, N 6, 254 p.

S e d e r h o l m J.J. Ladogium redivium. - Geol. För. Förh., 1916, Bd 38, p. 25-65.

S e d e r h o l m J.J. On the geology of Fennoscandia. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1932, N 98, p. 1-30.

S i l v e n n o i n e n A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland. - Bull. Geol. Surv. Finl., Otaniemi, 1972, N 257, 48, p.

V ä y r y n e n H. Weiteres vom Auftreten des Konglomerates beim Gehöt Olli Partanen, Soanlahti. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1929, N 85, s. 1-23.

V ä y r y n e n H. Suomen kallionperäsen synty ja geologinen kehitys. - Helsinki Tiedenkirjast, 1954, N 27, 260 s.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Геологическая позиция орогенных комплексов Карелии	10
Основные закономерности строения и истории формирования кристаллических толщ лопия	10
Некоторые вопросы стратиграфии	19
Глава II. Характеристика распространения и строения орогенных вулканогенно-осадочных комплексов	39
Сумийский вулканогенно-осадочный комплекс	39
Сариолийский вулканогенно-осадочный комплекс	61
Район р. Кумсы	63
Район д. Святнаволоку	92
Район пос. Гирвас	100
Район оз. Селешкого	102
Район оз. Сегозеро	106
Район оз. Воттомукс	114
Район оз. Вотулма	120
Район оз. Большозеро	124
Район пос. Гайколя	131
Район оз. Панаярви	134
Глава III. Продукты орогенного вулканизма и синхронного осадконакопления	136
Сумийский дацит-дипаритовый комплекс	136
Сариолийский андезит-базальтовый комплекс	140
Эффузивная группа пород	140
Эффузивно-пирокластическая группа пород	154
Пирокласто-осадочная группа пород	163
Петрохимические особенности продуктов орогенного вулканизма	165
Сумийский дацит-дипаритовый комплекс	165
Сариолийский андезит-базальтовый комплекс	169
Глава IV. Роль и место орогенного вулканизма в докембрийской истории Карелии	192
Фациально-тектонические реконструкции	193
Сумийский период	193
Сариолийский период	197
История геологического развития	205
Заключение	206
Литература	208